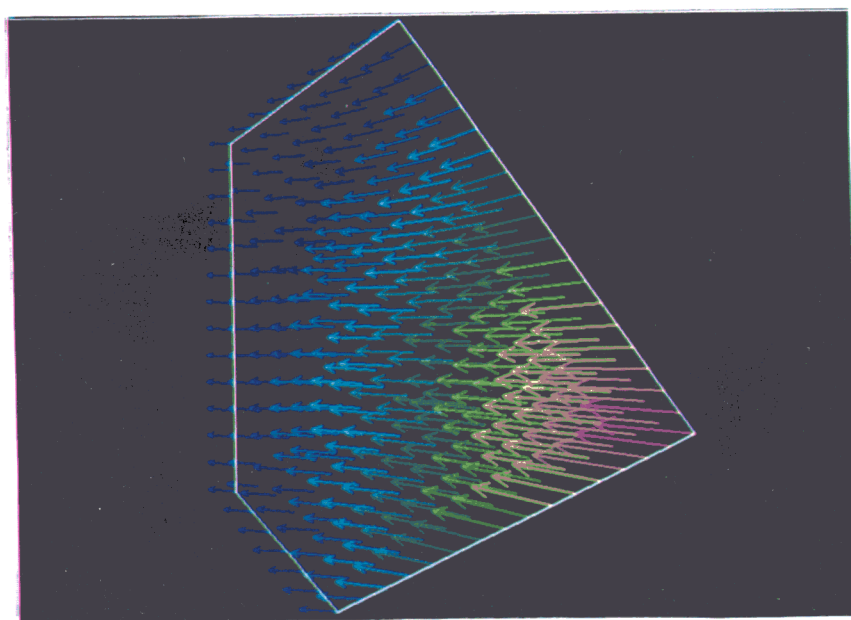


EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DEL TAJO DESDE EL OLIGOCENO HASTA LA ACTUALIDAD



ALFONSO MUÑOZ MARTÍN

*Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid*

1997





EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DEL TAJO DESDE EL OLIGOCENO HASTA LA ACTUALIDAD

ALFONSO MUÑOZ MARTÍN

***Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid***

1997

***Tesis presentada por Alfonso Muñoz Martín
para optar al grado de Doctor en Geología***

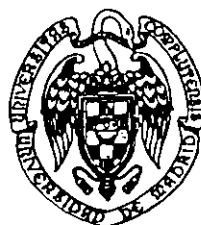
Madrid, Abril de 1997

R. 8.784

***Dr. Gerardo de Vicente Muñoz
Director de la tesis***



**FACULTAD CC. GEOLÓGICAS
BIBLIOTECA**



AGRADECIMIENTOS

En este momento "terminal" de finalización de mi proyecto de tesis, no puedo dejar de echar una mirada hacia el pasado pensando en todas aquellas personas, instituciones y cosas que han contribuido, de un modo muy diverso, tanto a la finalización del trabajo, como a mi propia evolución personal.

En primer lugar quiero agradecer a mi director, Gerardo De Vicente, la confianza que ha puesto en mí desde un primer momento, siendo el principal responsable de que me dedicase a la investigación cuando aún era un estudiante y no sabía muy bien a donde encauzar mi futuro. Sus comentarios constructivos, su constante e inacabable torrente de ideas y sugerencias, y su excepcional intuición científica, han sido fundamentales para superar satisfactoriamente todos los problemas que han ido surgiendo, y para sacar el máximo resultado del trabajo realizado. A pesar de la insufrible banda sonora del *radio-cassette* de tu coche, gracias por todo, y espero que sigamos trabajando juntos durante un montón de años.

A Jorge Luis Giner, reciente doctor en geología, y al que conozco desde el primer año de carrera (y no día, porque llegó tarde), por ser la mitad complementaria de mi personalidad. Juntos nos hemos chupado muchos, muchísimos días de campo, algunas fiestas y cervezas, y todas las risas. Gracias por ayudarme e el análisis de los datos sismológicos, y por no quejarte demasiado cuando quería echar un último vistazo a cualquier rincón de Guadalajara o Cuenca. En los últimos tiempos las tensiones del final de nuestras tesis han puesto a prueba nuestra amistad, pero creo que las hemos superado satisfactoriamente. Espero seguir discutiendo, haciendo *crítica constructiva*, y hablar del *tema* durante muchos años más.

A todos los compañeros y colegas del Departamento de Geodinámica de la UCM por las numerosas y variadas discusiones sobre los más diversos temas geológicos. Creo sinceramente que gracias a sus variados puntos de vista he podido ser más claro en redactar y explicar mi trabajo. De un modo especial quiero destacar a Rosa Tejero y J.F. Bergamín en el análisis e interpretación de los datos geofísicos, y a Antonio Rivas, por sus sugerencias sobre la aplicación de los modelos geométricos y cinemáticos durante la realización de los cortes geológicos equilibrados.

A Jose Manuel González Casado, geólogo en el sentido mas amplio de la palabra, no puedo más que agradecerle el poder acompañarle en el campo por numerosos rincones de la península, y aprender un montón de geología estructural y tectónica. Con él todos los viajes siempre son agradables, aunque sea en el maldito *Suzuki*, y eso sí, con mejor banda sonora que en el coche de Gerardo.

En el apartado estratigráfico-sedimentológico, tengo que hacer mención especial a Juan Pablo Rodríguez Aranda (*el genio*) por sus pacientes explicaciones, tanto en la facultad como en el campo, sobre los sistemas de abanicos aluviales neógenos de la cuenca de Madrid. Así mismo tengo que agradecer a los doctores Jose Pedro Calvo, Margarita Díaz Molina y Ana María Alonso Zarza por resolver mis dudas sobre los materiales terciarios de las cuencas de Madrid y de Loranca. Sus amplios conocimientos sobre los materiales terciarios de la cuenca del Tajo han sido básicos para la realización de este trabajo. Espero que en un futuro podamos colaborar y ahondar en las relaciones entre tectónica y sedimentación. También agradezco a los Dres. Lorenzo Vilas y Ramón Querol el facilitarme el acceso a los perfiles sísmicos de reflexión de la zona de estudio.

Al profesor Sierd Cloetingh, por invitarme a permanecer una temporada en la Vrije Universiteit de Amsterdam. La estancia en el laboratorio de la *NSG* ha supuesto no sólo la adquisición de nuevos conocimientos científicos, sino también introducirme en un grupo de trabajo multidisciplinar e internacional, que ha modificado mi punto de vista de como se debe avanzar en la ciencia a finales del siglo XX. Muchas gracias a todos los colegas geólogos y geofísicos del Instituto de Ciencias de la Tierra, que, además de introducirme en el mundo de los modelos de elementos finitos, hicieron muy agradable mi estancia en esa preciosa ciudad que es Amsterdam: Bernd Andeweg (*Bernardo*), Matthias Gölke, Gerco Stapel, Marjel Janssen, Jan Diederik van Wees, Giacomo Spadini, Laszlo Lenkey, Gabor Bada, Reini Zoetemeijer, y a Alwien Prinsen, quien me ayudó todo lo que pudo en mi hospedaje en el *Hospitium* y otras cuestiones burocráticas. Sin ellos, especialmente Bernardo, Matthias, Marjel, Gerco y Gábor, difícilmente hubiera podido finalizar mis modelos. Espero volver a Amsterdam, a disfrutar su *eetcafés*, con algo más de tranquilidad. La única pena es que al Atleti le tocara el Ajax (sigh !!).

A los geólogos de la Universidad de Zaragoza (Jose Luis Simón, Antonio Casas, Adolfo Maestro, Carlos Liesa, Ángel Cortés, ...) por las interesantes (y a veces fructíferas) discusiones sobre metodología de análisis poblacional y geología de la península Ibérica, y por qué no, por esos buenos ratos que hemos pasado en cualquier *sarao*. Por cierto, y sin ánimo de ofender, ¿es Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, o Rama Ibérica del Sistema Central?

Al Dr Rubén Lindo, porque sin su ayuda no hubiera sido posible calcular los mecanismos focales analizados y analizar la sismicidad, y por estar siempre dispuesto a ayudarme en cualquier problema, ya sea sismológico o informático. También quiero agradecer al Instituto Geográfico Nacional, y en especial a Juan Rueda, su amabilidad por ofrecernos todas las facilidades para consultar el catálogo y los registros sismológicos.

A la gente de la Facultad de CC Físicas (Michel Herráiz, L. Cabañas, O. Vadillo), de la ETSI de Minas (Patxi Elorza, Carmen Fuentes, Carlos Paredes) y Antonio Vela, que, si bien no han realizado aportaciones directas a la Tesis, sus planteamientos y conversaciones sobre los más diversos temas han ampliado significativamente mi campo de visión científica.

A los doctores Z. Reches, J-L. Lee, J. Angelier, D. Delvaux, L. Cabañas y Allan López por permitirme usar sus programas de análisis de datos estructurales, de inversión de esfuerzos y de construcción de mecanismos focales de terremotos.

En último lugar he dejado a la impresionante banda de doctorandos del departamento, con los que más horas comparto (incluidos Sábados y Domingos), y que además de colegas, son sobre todo amigos. Este numeroso y valiosísimo grupo de gente (con algunos añadidos circunstanciales), se distinguen entre sí entre otras muchas cosas, por su sexo:

* los chicos: Miguel A. Rodríguez (la *templanza*, ya no te repito lo del Alto Tajo), Josechu (el jefe del proletariado), Fernando Sánchez (el rey del SIG), David Gómez (la discrección), Pedro Rincón (la Mancha no es tan plana), Raúl *Fractal* Pérez y Julián.

* y,...las chicas, que tenemos muchas y muy buenas (sobre todo para discutir): Silvia Martín (gracias por la mano y el brazo en el anexo de datos), Nieves (la *artista*), Geles (¡¡tienes razón!!), Carmen-cita (por ser como eres), Carmina (*mamá*), Pilar (π), Meaza (la nota *de color*) y Carmen Fuentes (aunque seas ingeniera de minas te pongo porque sabes geología, y por estar desterrada en Castellón).

A todos ellos gracias por su ayuda en el campo y en el departamento, sus risas, sus sobremesas hablando del *tema*, y sobre todo, por aguantarme. No voy a cometer la estúpida indiscrección de preguntaros cuando vais a terminar la Tesis.

Fuera de la Facultad tengo que agradecer, por su amistad, y por darme ganas de amar a la vida a mis amigos de Hortaleza (Vitu, Alicia, Jose, Rosa, Mayte, Emilio, Povo), a los compañeros de Baloncesto (Matías, Jesús, David, Roberto, Javi, Manolo, Luis Víctor), a la buena gente de Recuerda -Soria- (Javi, Jordi, Jose Manuel, Carlos), a los espeleos (Paco -POW!!-, Churri, Carlos, Isi, Loreto, Bernardo, Rosa, Alicia, Agudín y al desaparecido Javier Matas *el Moro*), y a la gente de la escuela de tenis de Hortaleza.

Desde un punto de vista económico, este trabajo ha sido llevado a cabo gracias a una beca predoctoral de la Universidad Complutense durante los años 91 - 95, y a los proyectos PB91-0242 y PB94-0397 de la DGICYT, dirigidos por D. J.F. Bergamín.

Finalmente, tengo que dar las gracias a las tres personas que mas han creído en mí como persona, y gracias a los cuales he llegado hasta aquí: mis padres y Yolanda. Espero no haberos defraudado y dedicaros a partir de ahora un poco más de tiempo, porque sin duda os lo merecéis.

Si me olvido de alguien, espero que me perdone y que lo achaque a un lapsus mental transitorio, fruto del estado psicológico que todo final de tesis conlleva.

Alfonso Muñoz Martín (*Poncho*), en Madrid, Abril de 1997.

A mi Familia y a Yolanda

*And when I open my eyes - will it then be morning
first rays of summer sun, coming down and shining*

*And If I open my heart & say all that you would want
hold faith & all I believe, will be there to greet me*

*And if I open my head remember all that I said
Hey baby, what will you find - coming down to meet you -*

*A lot of words but no one talking
I don't want no part of that
something real is what I'm seeking
one clear voice in the wilderness*

*And put an end to all your doubts -
Has my fire really, really, gone out ?*

Paul Weller -Wild Wood-

*"El conocimiento del pasado de
la Tierra ennoblece y mantiene
abierto el espíritu del hombre..."*

Leonardo Da Vinci

*"Pensar claro requiere más valor
que inteligencia"*

Thomas Szasz

ÍNDICE

1 - INTRODUCCION Y OBJETIVOS	1
1.1 - Situación geográfica	1
1.2 - Situación geológica	3
1.3 - Objetivos	4
1.4 - Plan de trabajo	6
2 - MARCO GEOLOGICO Y ANTECEDENTES	8
2.1 - Contexto estructural de la zona de estudio	8
2.1.1 - Cordillera Ibérica	8
2.1.2 - Sierra de Altomira	13
2.1.3 - Sistema Central Español	16
2.2 - Descripción de los Materiales	20
2.2.1 - Materiales previos a las compresiones terciarias	20
2.2.2 - Materiales sintectónicos y posteriores a las compresiones terciarias	26
A) Cuenca de Loranca	27
B) Cuenca de Madrid	31
2.3 - Contexto geodinámico y cinemático de la península Ibérica durante el Terciario	35
2.3.1 - Jurásico (175 Ma) - Paleoceno (66.7 Ma)	37
2.3.2 - Paleoceno (66.7 Ma) - Eoceno Inferior (51 Ma)	37
2.3.3 - Eoceno Inferior (51 Ma) - Oligoceno Inferior (38 Ma)	37
2.3.4 - Oligoceno Inferior (38 Ma) - Mioceno Superior (9 Ma)	38
2.3.5 - Mioceno Superior (9 Ma) - Actualidad (0 Ma)	39
3 - METODOLOGÍA DEL ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL FRÁGIL	41
3.1 - Introducción	41
3.2 - Criterios prácticos para la obtención de los datos en el campo	41
3.2.1 - Sentido de movimiento	41
3.2.2 - Cronología de los episodios de fracturación	43
3.3 - Métodos de análisis poblacional de fallas utilizados y marcha analítica seguida	44
3.3.1- El método de los diedros rectos	46
3.3.2- El modelo de deslizamiento	48
3.3.3- Métodos de inversión basados en la ecuación de Bott	52
3.3.4 - Aplicabilidad de los métodos basados en la hipótesis de Wallace-Bott en casos extremos	58
3.3.5 - Marcha analítica seguida en el cálculo de los tensores de paleoesfuerzo	60

3.4 - Algunas cuestiones sobre el cálculo e interpretación de los paleoesfuerzos	62
3.4.1 - Perturbaciones locales del campo de esfuerzos regional	65
3.4.2 - Permutaciones entre los ejes principales de esfuerzos	65
3.4.3 - Discusión	68
3.5 - El problema de la calidad de los datos y su representatividad: parámetros de calidad y muestreo con reemplazamiento	70
3.5.1 - La estimación de la calidad de los datos	70
3.5.2 - Representatividad estadística de los datos	72
3.6 - Construcción de mapas de trayectorias de esfuerzos	74
3.6.1 - El programa "Lissage"	74
3.7 - El carácter de neoformación/reactivación desde el análisis poblacional de fallas	76
3.7.1 - Criterio de ruptura y leyes de fricción	78
3.7.2 - Geometría de los sistemas de fallas neoformados	80
3.7.3 - Análisis mecánico de la reactivación de fallas	80
3.7.4 - Análisis de poblaciones de fallas neoformadas y reactivadas bajo condiciones triaxiales sobre el círculo de Mohr	83
3.7.5 - Discusión del procedimiento para el estudio de la neoformación / reactivación en fallas	87
4 - ESTRUCTURA EN SUPERFICIE DEL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DEL TAJO	91
4.1 - Introducción	91
4.2 - La Sierra de Altomira	93
4.2.1 - Sector Septentrional de la Sierra de Altomira	94
4.2.2 - Sector Central de la Sierra de Altomira	97
4.2.3 - Sector Meridional de la Sierra de Altomira	114
4.3 - La Sierra de Bascuñana	118
4.3.1 - Tramo de Bascuñana	118
4.3.2 - Tramo de Torralba	118
4.3.3 - Tramo de Priego	121
4.4 - El Borde SO de la Cordillera Ibérica	121
4.2.1 - El Dominio de la Serranía de Cuenca	127
4.2.2 - El Dominio del Alto Tajo	127
4.5 - El Sector Septentrional de enlace entre la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira	134
4.6 - El Sector Meridional de enlace entre la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira	136
4.7 - El Borde Oriental de la Cuenca de Madrid	139
4.8 - La Cuenca de Loranca	146
5 - LA ESTRUCTURA EN PROFUNDIDAD	150
5.1 - Mapas de Isobatas del borde oriental de la cuenca del Tajo	152
5.1.1 - Método de construcción de los mapas de isobatas	152
5.1.2 - Mapa de isobatas del techo del basamento	156
5.1.3 - Mapa de isobatas del techo del Cretácico Superior	157

5.2 - Análisis de la Gravimetría	161
5.2.1 - Datos utilizados y características de la modelización gravimétrica	161
5.2.2 - Modelo Gravimétrico I	162
5.2.3 - Modelo Gravimétrico II	164
5.2.4 - Modelo Gravimétrico III	167
5.2.5 - Discusión de los resultados del análisis de la Gravimetría	170
5.3 - Realización de los cortes geológicos equilibrados	171
5.3.1 - Introducción	171
5.3.2 - Construcción de secciones restituidas en profundidad a partir de los perfiles sísmicos	174
5.3.3 - Proceso de construcción y constricciones asumidas durante la realización de los cortes geológicos equilibrados	176
5.4 - Descripción de los cortes geológicos equilibrados	179
5.4.1 - Corte II-II'	179
5.4.2 - Corte III-III'	181
5.4.3 - Corte IV-IV'	183
5.4.4 - Corte V-V'	185
5.4.5 - Corte VI-VI'	186
5.4.6 - Corte I-I'	188
5.5 - Discusión	190
6 - ANALISIS DE PALEOESFUERZOS	196
6.1 - Introducción y descripción de los datos	196
6.1.1 - Unidades temporales elegidas para el estudio cronológico de los paleoesfuerzos	196
6.1.2 - Descripción de los datos	199
6.2 - Criterios utilizados para la asignar los estados de paleoesfuerzos puntuales a los campos de paleoesfuerzos.	200
6.2.1 - Criterios sedimentarios	200
6.2.2 - Criterios estructurales	202
6.3 - Resumen de los resultados obtenidos en la inversión de esfuerzos	207
6.4 - El campo de paleoesfuerzos " <i>Ibérico</i> " (Oligoceno)	208
6.4.1 Descripción de los datos y resultados de la inversión de esfuerzos	208
6.4.2 - Mapas de paleoesfuerzos	209
6.4.3 - Estructuras activas bajo el campo de paleoesfuerzos " <i>Ibérico</i> "	212
6.4.4 - Características medias del tensor de paleoesfuerzos " <i>Ibérico</i> "	213
6.5 - El campo de paleoesfuerzos " <i>Altomira</i> " (Oligoceno superior - Mioceno inferior)	215
6.5.1 - Descripción de los datos y resultados en la inversión de esfuerzos	215
6.5.2 - Mapa de paleoesfuerzos	216
6.5.3 - Estructuras activas bajo el campo de paleoesfuerzos " <i>Altomira</i> "	219
6.5.4 - Características medias de los paleoesfuerzos <i>del campo "Altomira"</i>	220

6.6 - El campo de paleoesfuerzos "Guadarrama" (Mioceno medio - Actualidad)	223
6.6.1 - Descripción de los datos y resultados de la inversión de esfuerzos	223
6.6.2 - Mapa de paleoesfuerzos	224
6.6.3 - Estructuras activas bajo el campo de paleoesfuerzos "Guadarrama"	226
6.6.4 - Características medias de los paleoesfuerzos calculados	226
6.7 - Discusión	229
7 - CINEMÁTICA Y RELACIONES TECTÓNICA-SEDIMENTACION	231
7.1 - Introducción	231
7.2 - Evolución cinemática de las estructuras asociadas al campo de paleoesfuerzos "Ibérico"	231
7.3 - Evolución cinemática de las estructuras asociadas al campo de paleoesfuerzos "Altomira"	234
7.4 - Evolución cinemática de las estructuras asociadas al campo de paleoesfuerzos "Guadarrama"	237
7.5 Síntesis de la evolución cinemática de la deformación en el borde oriental de la cuenca del Tajo	241
8 - MODELOS DE ELEMENTOS FINITOS	244
8.1 - Introducción	244
8.2 - Aspectos prácticos en la construcción de modelos estructurales con elementos finitos ...	245
8.2.1 - Procesado previo	245
8.2.2 - Solución	247
8.2.3 - Procesado posterior	248
8.3 - Modelización de campos de paleoesfuerzos con elementos finitos	248
8.3.1 - Construcción de los modelos	249
8.3.2 - Resultados de los modelos de mapas de paleoesfuerzos	251
8.3.3 - Discusión y conclusiones de los modelos de campos de esfuerzos	254
8.4 - Modelos de elementos finitos sobre las deformaciones iniciales en la Sierra de Altomira	255
8.4.1 - Construcción de los modelos	255
8.4.2 - Resultados de los modelos en sección vertical de la Sierra de Altomira	257
8.4.3 - Discusión y conclusiones	259
9 - ANÁLISIS DE LAS DEFORMACIONES RECIENTES: FISIOGRAFÍA, ESFUERZOS Y SISMICIDAD	261
9.1 - Introducción y antecedentes	261
9.2 - Estructuras y campo de paleoesfuerzos "Reciente" (Plioceno - Cuaternario)	261
9.2.1 - Descripción de los datos y resultados de la inversión de esfuerzos	262
9.2.2 - Mapa de paleoesfuerzos	263
9.2.3 - Estructuras activas bajo el campo de esfuerzos "Reciente"	264
9.2.4 - Características medias de los esfuerzos del campo "Reciente"	265

9.3 - Análisis de la fisiografía	269
9.3.1 - Análisis de los elementos morfoestructurales lineales	269
9.3.2 - Elementos morfoestructurales planares	275
9.4 - Análisis de la Sismicidad	278
9.4.1 - Encuadre regional y características de la sismicidad	280
9.4.2 - Análisis de la sismicidad en la zona de estudio	281
9.5 - Discusión	288
10 - DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	291
10.1 - Interpretación geodinámica sobre el origen de los campos de esfuerzos deducidos	291
10.1.1 - Marco cinemático de la placa Ibérica desde el Paleoceno hasta la actualidad .	291
10.1.2 - Origen del campo de paleoesfuerzos “Ibérico”	292
10.1.3 - Origen del campo de paleoesfuerzos “Altomira”	295
10.1.4 - Origen de los campos de paleoesfuerzos “Ibérico” y “Reciente”	298
10.2 - Algunas reflexiones sobre los campos de esfuerzos y su relación con el concepto de fase o evento tectónico	305
10.2.1 - Tipos de permutaciones de los ejes principales de esfuerzos, y factores que influyen en su detectabilidad	305
10.2.2 - Variación de los campos de esfuerzos en el tiempo	308
10.2.3 - Variación de los esfuerzos en el espacio: relaciones con la deformación	310
10.3 - Conclusiones	312
11 - BIBLIOGRAFIA	316

ANEXO I: Mapa geológico y estructural de síntesis (1:200.000)

ANEXO II: Cortes estructurales equilibrados (Láminas 1 y 2)

ANEXO III: Tablas de Resultados y estaciones de Análisis Mesoestructural.

1 - INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1 - SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La región estudiada abarca un total de 10.800 Km², y se localiza en el centro de la península Ibérica, comprendiendo gran parte de las provincias de Guadalajara y Cuenca, así como los extremos orientales de las de Madrid y Ciudad Real (fig. 1.1.1).

Desde un punto de vista orográfico, la zona de estudio presenta unos relieves moderados, con un desnivel total próximo a los 900 m, estando las cotas más bajas en su extremo oriental (valle del río Tajo, con 552 m) y las más elevadas en la Serranía de Cuenca (1432 m).

Los rasgos fisiográficos más importantes son, por una parte, un conjunto de sierras, y por otra, dos comarcas fisiográficas con características bien definidas: *La Alcarria*, en el N y NO, y *La Manchuela Conquense* en la parte central y SE (fig. 1.1.2). Por lo que se refiere a las sierras, éstas presentan una orientación general N-S (Sierras de Altomira, Bascuñana, Almenara, Tondos) a NO-SE (Serranía de Cuenca y Sierra Pinosa). En cuanto a la red fluvial, la zona de estudio presenta una red principal formada por los ríos Tajo, Tajuña, Guadiela, Guadamejud, Mayor, Cigüela, Riansares, Záncara y Júcar, con un drenaje principal hacia el SO-SSO (fig. 1.1.2).

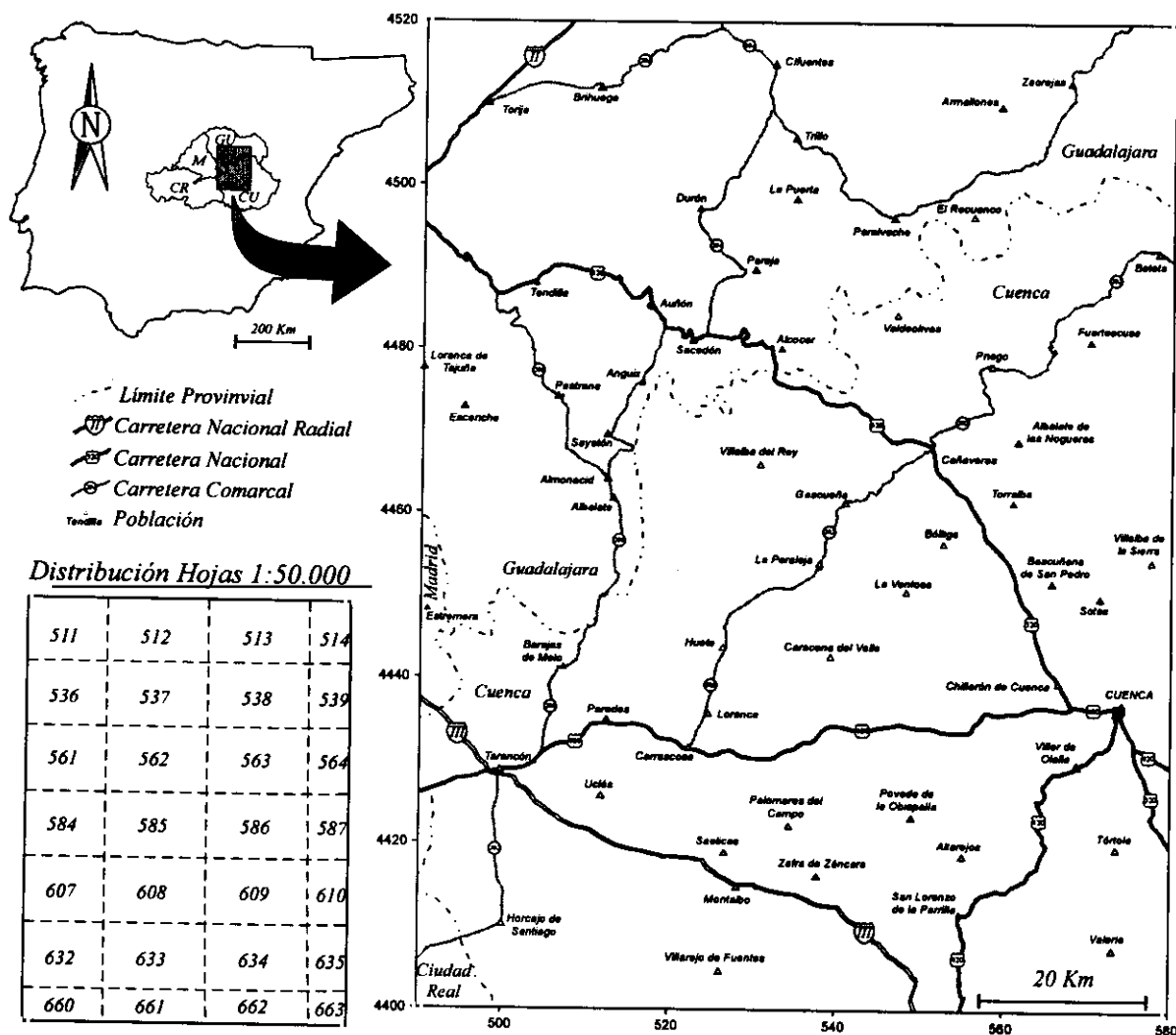


Figura 1.1.1: Localización geográfica de la zona de estudio, en el interior de la península ibérica, con las principales poblaciones y vías de comunicación. Las coordenadas corresponden a la proyección U.T.M. del elipsoide Hayford. A la izquierda se muestra la relación de hojas topográficas y geológicas utilizadas a escala 1:50.000.



Figura 1.1.2: Rasgos fisiográficos más importantes de la zona de estudio mostrada en la figura 1.1.1. El mapa muestra una imagen sombreada del relieve, así como los principales cursos fluviales (escala vertical *2).

1.2 - SITUACIÓN GEOLÓGICA

La zona abarcada en esta tesis se encuentra situada en el interior de la microplaca Ibérica, adosada a la Cordillera Ibérica, y en las proximidades del Sistema Central Español. Tanto la Cordillera Ibérica como el Sistema Central son dos cinturones alpinos de deformación intraplaca, que presentan una intensidad de deformación moderada. Ambos se encuentran situados en una posición intermedia entre las dos grandes cadenas que se desarrollan durante la orogenia alpina en los bordes N y S de la placa Ibérica: los Pirineos y las Béticas (fig. 1.2.1).

Las principales unidades estructurales que aparecen en la zona estudiada son, por una parte, los cinturones de deformación, y por otra las dos cuencas terciarias que conforman la cuenca del Tajo (cuencas de Madrid y de Loranca).

♦ Los dos cinturones de deformación que afloran son: el borde sur-occidental de la Cordillera

Ibérica, y el cinturón de pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira, donde afloran materiales mesozoicos y paleógenos con un grado de deformación moderado a alto.

♦ Por lo que se refiere a las cuencas terciarias, tanto la cuenca de Loranca (situada entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica), como la cuenca de Madrid (situada al E de la Sierra de Altomira y al S del Sistema Central), presentan un relleno sedimentario bastante complejo, con numerosas discontinuidades. Ambas cuencas presentan un relleno de tipo continental, y son dominantes los materiales detríticos, carbonáticos y evaporíticos.

El borde oriental de la cuenca del Tajo presenta una evolución geológica compleja, con evidencias de actividad tectónica y sedimentaria durante la mayor parte del Terciario, tal y como demuestran los datos estructurales (Sánchez Soria,

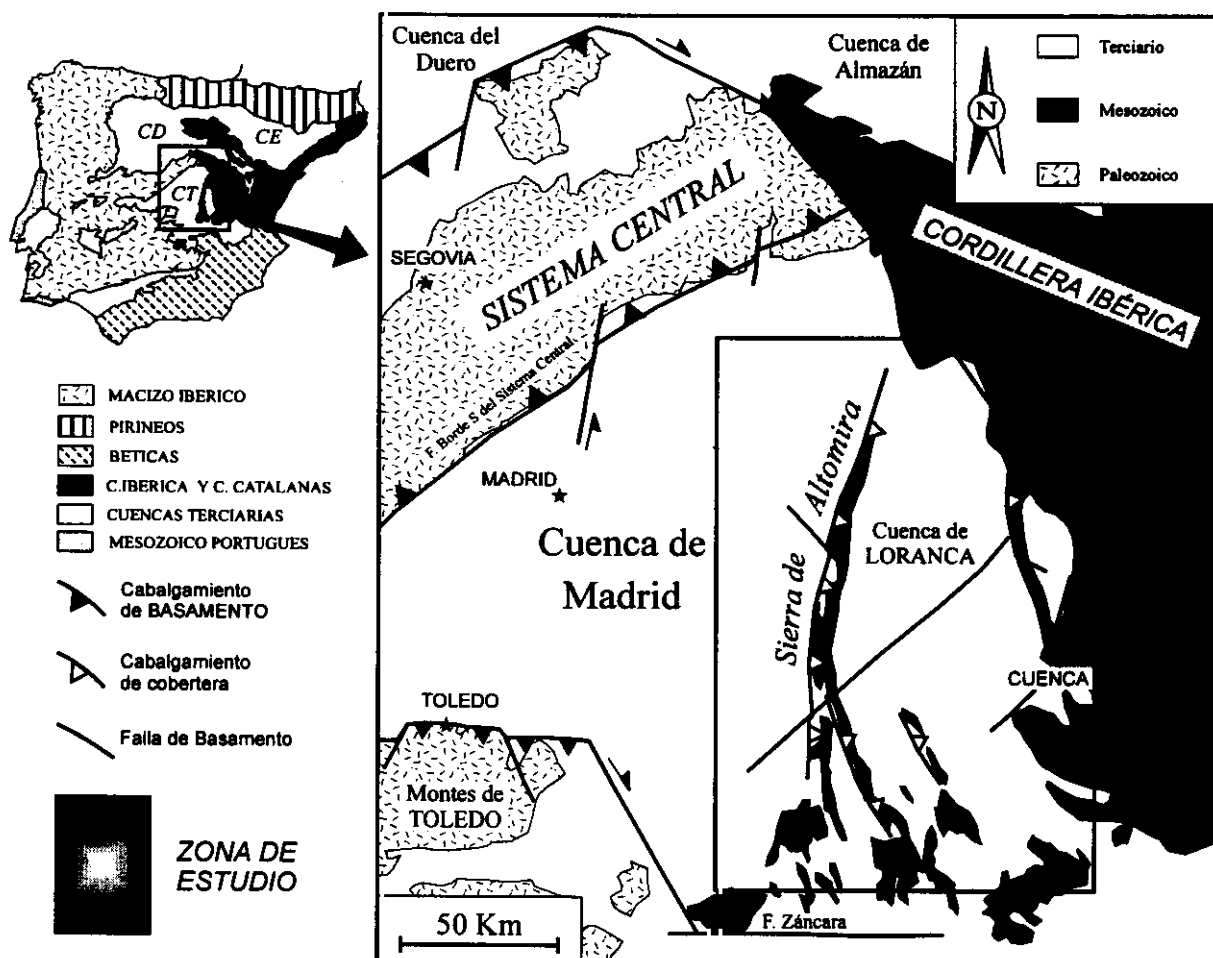


Figura 1.2.1: Localización geológica del área de estudio, en el interior de la Península Ibérica.

1973; Álvaro y Capote, 1973; Manera, 1981; De Vicente *et al.*, 1994; 1996a y b), los datos estratigráficos y sedimentológicos (Díaz Molina y Bustillo, 1985; Torres y Zapata, 1986c; Alonso Zarza, 1989; Díaz Molina *et al.*, 1989; Alonso Zarza *et al.*, 1990a y b; Rodríguez Aranda, 1995; Díaz Molina y Tortosa, 1996) y los datos geofísicos (Racero, 1988, 1989; Querol, 1989; Perucha *et al.*, 1995). Esta aparente complejidad ha debido estar condicionada por una serie de factores que concurren en el área de estudio, entre los que destacan:

- ✧ Su posición intermedia entre dos cinturones de deformación alpinos (la Cordillera Ibérica y el Sistema Central) que presentan características geométricas, cinemáticas y dinámicas diferentes (Viallard, 1973, 1983, 1989; Guimerá y Álvaro, 1990; Vegas *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1992b, 1994, 1996a).

- ✧ La presencia de zonas de debilidad y discontinuidades previas en el basamento hercínico, que han controlado la sedimentación mesozoica y han jugado un papel importante durante la

compresión alpina (Alfá, 1972; Sánchez Soria 1973; Álvaro *et al.*, 1979; Querol, 1989; Guimerá y Álvaro, 1990; Perucha *et al.*, 1995; Rodríguez Aranda *et al.*, 1995).

- ✧ Una arquitectura estratigráfica mesozoica en forma de cuña sedimentaria, que adelgaza hacia el O (Querol, 1989), y que contiene niveles arcillosos y evaporíticos que favorecen el desarrollo de despegues en ésta respecto del basamento hercínico, al igual que sucede en la Cordillera Ibérica (Richter y Teichmuller, 1933; Viallard, 1983).

- ✧ Su posición en el centro de la placa Ibérica, la cual presenta una evolución cinemática compleja respecto a las placas Euroasiática y Africana. Estas dos placas mayores han estado convergiendo durante los últimos 70 Ma, lo que ha originado un comportamiento diferencial y heterócrono en los márgenes N, S y E de la placa Ibérica desde el Eoceno hasta la actualidad (Dewey *et al.*, 1989; Srivastava *et al.*, 1990; Albarello *et al.*, 1995).

1.3 - OBJETIVOS

La geología estructural ha alcanzado durante los últimos años un alto grado de cuantificación en la mayor parte de los métodos que utiliza, tanto para el estudio de las estructuras, como de los procesos que las generan. No obstante, y debido al rápido desarrollo de los procedimientos de análisis, son pocos los trabajos que integran diferentes metodologías, probablemente debido a la dificultad para integrar las distintas herramientas, así como al elevado nivel de especialización de los diferentes investigadores en cada materia.

Entre las líneas de análisis modernas más utilizadas, y con mayor grado de desarrollo en el estudio de los procesos de deformación en la corteza superior, caben destacar las siguientes:

- ✧ Realización de cortes geológicos equilibrados, herramienta imprescindible para cuantificar la deformación y grados de acortamiento, así como para reconstruir la geometría de los litosomas antes de la deformación.

- ✧ Integración de los datos geofísicos y geológicos, que son fundamentales para la extrapolación de las estructuras en profundidad, y por tanto, para la realización de los cortes geológicos equilibrados.

- ✧ Estudio de las relaciones entre tectónica y sedimentación. Tanto la evolución sedimentológica, como las reconstrucciones paleogeográficas de los sistemas deposicionales, son un dato fundamental para el establecimiento de la cinemática de las estructuras.

- ✧ Análisis y reconstrucción de los estados de paleoesfuerzos, y su integración espacial y temporal mediante la construcción de los campos de esfuerzo que han sido activos en una zona determinada. Este tipo de análisis puede aportar información fundamental sobre el origen de los procesos que han generado la deformación, y por tanto, ser clave para elaborar una correcta interpretación geodinámica.

- ✧ Modelización de los procesos esfuerzo / deformación, que proporcionan información muy valiosa sobre las condiciones de contorno y la influencia de diferentes factores (geométricos, dinámicos, reológicos, etc...) en el problema a considerar. Suelen estar basadas en la aplicación de la técnica de los elementos finitos, o bien en la construcción de modelos análogos. La máxima utilidad de las modelizaciones es que permiten comprobar la validez de las hipótesis que se establecen para explicar las estructuras y/o los procesos en una zona determinada.

✧ Análisis de la topografía mediante la utilización de modelos digitales del terreno. El desarrollo de los *Sistemas de Información Geográfica* (SIG) ha proporcionado una poderosa herramienta que es útil, tanto como sistema de almacenamiento de información, como para el análisis de la fisiografía desde un punto de vista cuantitativo.

El borde oriental de la cuenca del Tajo presenta unas condiciones idóneas para su estudio desde un punto de vista multidisciplinar, lo que permite la integración de todas las metodologías descritas anteriormente. Esta zona tiene como rasgo estructural principal a la Sierra de Altomira, único cinturón de pliegues y cabalgamientos alpinos de dirección N-S de más de 100 Km de longitud presente en el interior de la península Ibérica. La Sierra de Altomira es oblicua a las cadenas alpinas situadas, tanto en los bordes (Pirineos y Béticas), como en el interior de la península Ibérica (Sistema Central y Cordillera Ibérica). Por todo ello el origen de esta estructura es discutido, y, a nuestro entender, no ha sido estudiado aún de un modo exhaustivo.

Por lo tanto, el objetivo principal de esta tesis es el análisis multidisciplinar de las deformaciones alpinas en el borde oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad, poniendo especial énfasis en la génesis de la Sierra de Altomira y cuantificando la deformación asociada de un modo lo más preciso posible.

De este modo, además de obtener la evolución geodinámica de éste área, se pretende contrastar, tanto los resultados proporcionados por las diferentes metodologías, como la aplicabilidad de las mismas.

Antes de alcanzar el objetivo principal, nos hemos marcado, como paso previo, una serie de problemas y objetivos parciales, entre los que destacan los siguientes:

1) Estudiar la macroestructura, con especial interés en las estructuras desarrolladas en la cobertera, intentando cuantificar el grado de acortamiento de las mismas.

2) Establecer las relaciones espaciales y temporales en la formación de las estructuras, teniendo en cuenta los datos de relleno de las cuencas terciarias de Madrid y Loranca.

3) Deducir cual ha sido la evolución de los esfuerzos en la zona de estudio desde el Oligoceno hasta la actualidad, mediante la construcción de los diferentes campos de paleoesfuerzos.

4) Establecer la evolución cinemática de las estructuras que se deduce del conjunto de datos anteriores.

5) Discutir los factores estructurales que pueden haber condicionado la localización y orientación, extremadamente rectilínea, de la mayor parte de la Sierra de Altomira.

La elección del borde oriental de la cuenca del Tajo como zona de estudio de esta tesis doctoral, además de los factores ya comentados, tuvo motivaciones añadidas, entre las que destacan:

✧ Hay un importante número de trabajos sobre diversos aspectos (incluyendo datos dinámicos y cinemáticos), en algunas partes de la propia zona, o de áreas limítrofes (Sistema Central, Cordillera Ibérica, Montes de Toledo, Llanura Manchega,...). Estos trabajos limitan espacial y temporalmente la continuidad de las estructuras en las inmediaciones de la zona de estudio, por lo que son fundamentales, tanto para plantear las hipótesis, como para verificar los resultados obtenidos durante la investigación.

✧ Su localización en el interior de la placa Ibérica, que constituye una posición de antepaís relativo de las dos grandes cadenas alpinas desarrolladas en los bordes de la misma (Pirineos en el N y Béticas en el S). Los esfuerzos generados durante la génesis de estas cadenas, se han transmitido hacia el interior de la placa ibérica durante el Terciario y el Cuaternario.

✧ Unas condiciones de deformación relativamente superficiales (nivel estructural superior), idóneas para el desarrollo de un estudio estructural con el empleo de técnicas de análisis poblacional de fallas y de construcción de cortes geológicos equilibrados, que pueden permitir alcanzar los objetivos planteados.

✧ El buen grado de conocimiento del relleno sedimentario de las dos cuencas terciarias presentes en la zona estudiada (Madrid y Loranca), tanto desde el punto de vista de la estratigrafía y sedimentología, como de la paleogeografía.

✧ La accesibilidad a un importante conjunto de datos geofísicos (incluyendo 27 perfiles de sísmica de reflexión, sondeos petrolíferos y datos gravimétricos recientes), que han permitido abordar la estructura del fondo de las cuencas terciarias, y del techo del basamento con un alto grado de fiabilidad.

✧ El acceso a todas las hojas geológicas a escala 1:50.000 de la 2ª serie MAGNA, que si bien presentan un valor muy heterogéneo, han

constituido la base geológica fundamental sobre la que se ha trabajado.

Por todos estos motivos, pensamos que el estudio de la estructura y evolución del borde oriental de la cuenca del Tajo podría aportar numerosa información, tanto para comprender mejor la evolución geodinámica del interior de la península Ibérica, como para contrastar la validez y aplicabilidad de diferentes metodologías.

1.4 - PLAN DE TRABAJO

Esta Tesis consta de dos partes bien diferenciadas:

A) La memoria de la tesis propiamente dicha.

B) Los anexos, donde se muestran el mapa de síntesis estructural, los cortes geológicos equilibrados, y los datos y resultados del análisis mesoestructural.

El plan de exposición de la memoria comprende un total de once capítulos que intentan, dentro de lo posible, seguir un orden en la consecución de los objetivos planteados. No obstante, no se puede olvidar la íntima relación que existe entre la mayor parte de los capítulos:

✧ La memoria de la Tesis comienza (cap. 2) con una introducción al estado de conocimiento geológico actual de la zona de estudio, que sirve además como un resumen de los antecedentes geológicos del área. Este capítulo aborda tanto los aspectos estructurales y de materiales, como una síntesis de la evolución cinemática de la península Ibérica durante el ciclo alpino, que nos servirán de referencia para el resto del trabajo.

✧ El capítulo tres es una síntesis actualizada de numerosos trabajos, desarrollados durante las últimas décadas, sobre conceptos, técnicas y metodologías para el establecimiento de la evolución dinámica de una zona determinada. Este capítulo incluye una serie de discusiones relativas tanto a la aplicación de las diferentes técnicas que se han empleado, como a la interpretación metodológica de los resultados, que, a nuestro entender, pueden resultar muy interesantes.

✧ El capítulo cuatro consta de una descripción de los principales rasgos estructurales que se pueden observar en superficie. Para ello, se ha dividido el área estudiada en una serie de zonas con características estructurales diferentes. En este capítulo se muestran una serie de cartografías geológicas, elaboradas a partir de trabajos previos ampliados y modificados, que han constituido la base para la construcción de los cortes geológicos equilibrados, y que permiten situar espacial y temporalmente los datos mesoestructurales.

✧ El capítulo 5, que se ocupa de la estructura en profundidad de la zona de estudio, se encuentra dividido en tres partes:

A) Una descripción de los datos geofísicos utilizados en este trabajo (perfiles sísmicos y gravimetría), así como los resultados obtenidos de los mismos, entre los que destacan: dos mapas de isobatas (uno del techo del basamento y otro del techo del cretácico), y tres modelos gravimétricos interpretados.

B) En la siguiente parte se describen el modo de construcción y las características de los cortes geológicos equilibrados (Anexo II).

C) Por último, se resumen y discuten las principales características de las estructuras observadas en la cobertera y en el basamento, las relaciones entre ellas, y los datos de acortamiento que se obtienen en la cobertera en función de su localización espacial.

✧ El capítulo seis muestra los resultados obtenidos a partir del estudio mesoestructural realizado en la zona de estudio. Este capítulo incluye el análisis de más de 3000 planos de falla con estrías medidos en materiales desde el Jurásico hasta el Cuaternario, repartidos en un total de 108 estaciones de análisis. La metodología y el proceso

de tratamiento de los datos hasta obtener los resultados, son los que se describen y discuten en el capítulo 3. El resultado de este capítulo es el establecimiento de tres campos principales de paleoesfuerzos compresivos que han sido activos desde el Oligoceno hasta la actualidad, y que han resultado fundamentales para el establecimiento del modelo de evolución geodinámica para el área estudiada.

✧ En el capítulo siete se describe cual es la evolución cinemática deducida para las estructuras descritas en los capítulos 4 y 5, en relación a la actividad de los campos de paleoesfuerzos que las han activado (cap. 6). Esta evolución se encuentra apoyada por las reconstrucciones paleogeográficas y por la evolución del relleno de las cuencas terciarias descritas por numerosos autores. La evolución cinemática se sintetiza mediante la construcción de una serie de mapas de las estructuras activas, para diferentes secuencias temporales, que permiten visualizar la evolución espacial y temporal de la deformación.

✧ En el capítulo ocho se aborda la construcción de una serie de modelos basados en la aplicación de la técnica de los elementos finitos, y consta de tres apartados principales:

A) En primer lugar se describe una serie de cuestiones prácticas y de pasos básicos generales, necesarios para la construcción de modelos estructurales sencillos mediante elementos finitos.

B) El segundo apartado aborda la realización de una serie de modelos en planta sobre los campos de paleoesfuerzos deducidos en el capítulo 6. En los modelos se han intentado obtener las trayectorias de los esfuerzos calculados a partir de los datos de campo, poniendo especial atención a la geometría y condiciones de contorno de la zona estudiada, así como las posición y magnitudes relativas de las fuentes de esfuerzo.

C) Finalmente, se han realizado una serie de modelos en corte sobre la influencia de dos factores en la nucleación y localización de la deformación en la cobertera: 1) la presencia de un escalón en el basamento, y 2) el papel que juega el tipo de comportamiento reológico del nivel de despegue (plástico o elástico-plástico).

✧ En el capítulo nueve se acomete el estudio de las estructuras, esfuerzos y sismicidad recientes (desde el Mioceno superior a la actualidad), y las relaciones entre estos factores y la fisiografía que se observa en el área de estudio. Esta aproximación, a pesar de ser descrita en último lugar por cuestión cronológica, no debe ser tomada de un modo aislada, ya que es la continuación del análisis desarrollado en los capítulos 4, 5 y 6. El capítulo incluye la utilización de modelos digitales del terreno, la descripción y análisis de elementos morfotectónicos lineales y planares, la construcción del campo de esfuerzos reciente con sus estructuras asociadas, y por último, un análisis de la sismicidad presente en el área de estudio.

✧ El capítulo diez consta de la discusión sobre las principales conclusiones establecidas de un modo parcial y complementario en los capítulos anteriores, e incluye dos aspectos:

A) La discusión sobre el origen de los campos de paleoesfuerzos en relación a la cinemática de la placa Ibérica desde el Paleógeno hasta la actualidad.

B) Una serie de reflexiones sobre los campos de esfuerzo y el concepto de *fase* o *evento* tectónico.

Por último se establecen una serie de conclusiones de este trabajo.

✧ En el capítulo once se muestra la relación bibliográfica utilizada.

2 - MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

En el desarrollo de este capítulo se describen las principales características geológicas y estructurales de los diferentes cinturones de deformación intraplaca que aparecen en la zona de estudio o en sus inmediaciones (Cordillera Ibérica, Sierra de Altomira y Sistema Central). Además, para cada uno de estos cinturones se resumen los diferentes modelos tectónicos propuestos por diferentes autores para interpretar la génesis de los

mismos. Este resumen del estado actual de conocimiento, unido a la cinemática de la placa Ibérica durante la orogenia alpina y a los datos estratigráficos, sedimentológicos y paleogeográficos de las cuencas terciarias, que se describen más adelante, permitirán comprender el marco geológico en el que se integran las investigaciones desarrolladas en esta tesis doctoral.

2.1 - CONTEXTO ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE ESTUDIO

2.1.1 - LA CORDILLERA IBÉRICA

La Cordillera Ibérica es una cadena intraplaca de tipo intermedio (Julivert *et al.*, 1974) que se encuentra situada en una posición relativamente lejana de los márgenes de la placa Ibérica. Su estructuración principal se produce mediante un proceso de inversión tectónica durante el paleógeno, del sistema de rift intracontinental mesozoico de dirección NO-SE. Este sistema de rift incluye dos cuencas externas con una potente serie de sedimentos mesozoicos y una orientación aproximada E-O: Cameros al NO y el Maestrazgo al SE (Álvaro *et al.*, 1979; Simón, 1984; Guimerá y Álvaro, 1990).

Los límites más importantes de la Cordillera Ibérica se corresponden con dos cuencas terciarias intraplaca situadas al NE (cuenca del Ebro) y al S y SO (cuenca del Tajo y Llanura Manchega). Por otra parte, la cuenca terciaria de Almazán divide a la Cordillera Ibérica en dos ramas subparalelas bien diferenciadas: la *Rama Aragonesa* al NE y la *Rama Castellana* al SO (fig. 2.1.1). Ambas ramas se encuentran unidas con otros dos cinturones de deformación intraplaca: la Rama Aragonesa se une a las Cordilleras Costero-Catalanas a través de la denominada *Zona de Enlace* (Guimerá, 1988), y la Rama Castellana se une al Sistema Central a través del *sector de enlace* entre el Sistema Central y la Cordillera Ibérica (De Vicente, 1988).

La estructura de la Cordillera Ibérica está fuertemente influenciada por la presencia de potentes niveles de arcillas y evaporitas del Triásico

superior que han permitido el desarrollo de una tectónica en pisos, con tres niveles bien diferenciados en la vertical (*stockwerk tectonik*, Richter y Teichmüller, 1933): El *zócalo* compuesto por un basamento hercínico y un tegumento con materiales pérmicos y del Triásico inferior, un *nivel de despegue* constituido por las arcillas y evaporitas del Triásico medio y superior, y una *cobertera* mesozoico-terciaria (Álvaro *et al.*, 1979; Viallard, 1983; Guimerá y Álvaro, 1990).

La deformación en el basamento hercínico esta controlada por la presencia de importantes fracturas tardihercínicas de orientación principal NO-SE (figs. 2.1.1 y 2.1.2), que controlaron la sedimentación durante el Mesozoico y que han sido invertidas presentando un movimiento transpresivo dextroso o inverso durante la compresión alpina (Álvaro *et al.*, 1979; Simón, 1984; Guimerá y Álvaro, 1990). La cobertera está básicamente deformada por medio de pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE desarrollados a partir de un nivel de despegue situado en las facies mecánicamente incompetentes del *Muschelkalk* y/o del *Keuper* (Guimerá, 1988). Además, en la cobertera también aparecen pliegues y cabalgamientos orientados N-S y E-O, que son importantes en áreas locales, como por ejemplo en la *zona de enlace* con las Cordilleras Catalanas (Guimerá, 1988). El sentido de la vergencia de las estructuras desarrolladas en la cobertera es centrífugo desde el eje de la cadena (Stille, 1931), que se encuentra situado aproximadamente en la Serranía de Albarracín (Guimerá y Álvaro, 1990). De este modo, las estructuras vergen hacia el NE (cuenca del Ebro) en la parte nor-oriental de la

cadena, y hacia el SO en la parte sur-occidental de la misma (fig. 2.1.1).

Por lo que se refiere a la edad de la deformación, la mayoría de los autores suponen un comienzo en el Eoceno superior (Anadón y Roca, 1996), mientras que la edad del final de la deformación compresiva presenta un carácter heterócrono en las diferentes partes de la cordillera: Oligoceno superior - Mioceno inferior en su parte oriental (Viallard, 1989; Guimerá, 1988), Mioceno inferior-medio en el NO (Riba *et al.*, 1983; Colomer y Santanach, 1988; Muñoz Jiménez, 1992), Mioceno superior en Cameros (Casas, 1990). A partir del Mioceno inferior se superpone un complejo sistema de fosas neógenas sobre las estructuras compresivas previas, cuya génesis se ha relacionado con la apertura del Golfo de Valencia (Simón, 1984, 1989; Moissenet, 1989). Estas fosas neógenas presentan geometrías y edades diferentes a lo largo de la cordillera, ya que se desarrollan durante el Mioceno inferior cerca de la costa, y con edades más modernas hacia el interior peninsular, donde presentan unas orientaciones más paralelas a la cadena (NO-SE). Además, el tránsito

compresión-extensión se produce de un modo gradual y diacrónico, como lo atestigua la presencia de deformaciones compresivas hasta el Mioceno superior en zonas sometidas a procesos extensivos (Paricio y Simón, 1986; Guimerá, 1987a y b; Simón y Paricio, 1988).

Modelos geotectónicos propuestos para la Cordillera Ibérica

Si bien las principales características geológicas de la Cordillera Ibérica anteriormente enumeradas son generalmente aceptadas, el problema surge, tal y como afirma Simón (1990), a la hora de profundizar en el origen de la compleja variedad de direcciones estructurales y orientaciones de esfuerzos y deformaciones que en ella se deducen. En este sentido, se han desarrollado diferentes grupos de modelos para explicar la evolución terciaria de la Cordillera Ibérica basados en modelos geotectónicos, sucesión de varias fases tectónicas y, finalmente, la integración de todos estos datos con la cinemática de las placas tectónicas en el Mediterráneo occidental.

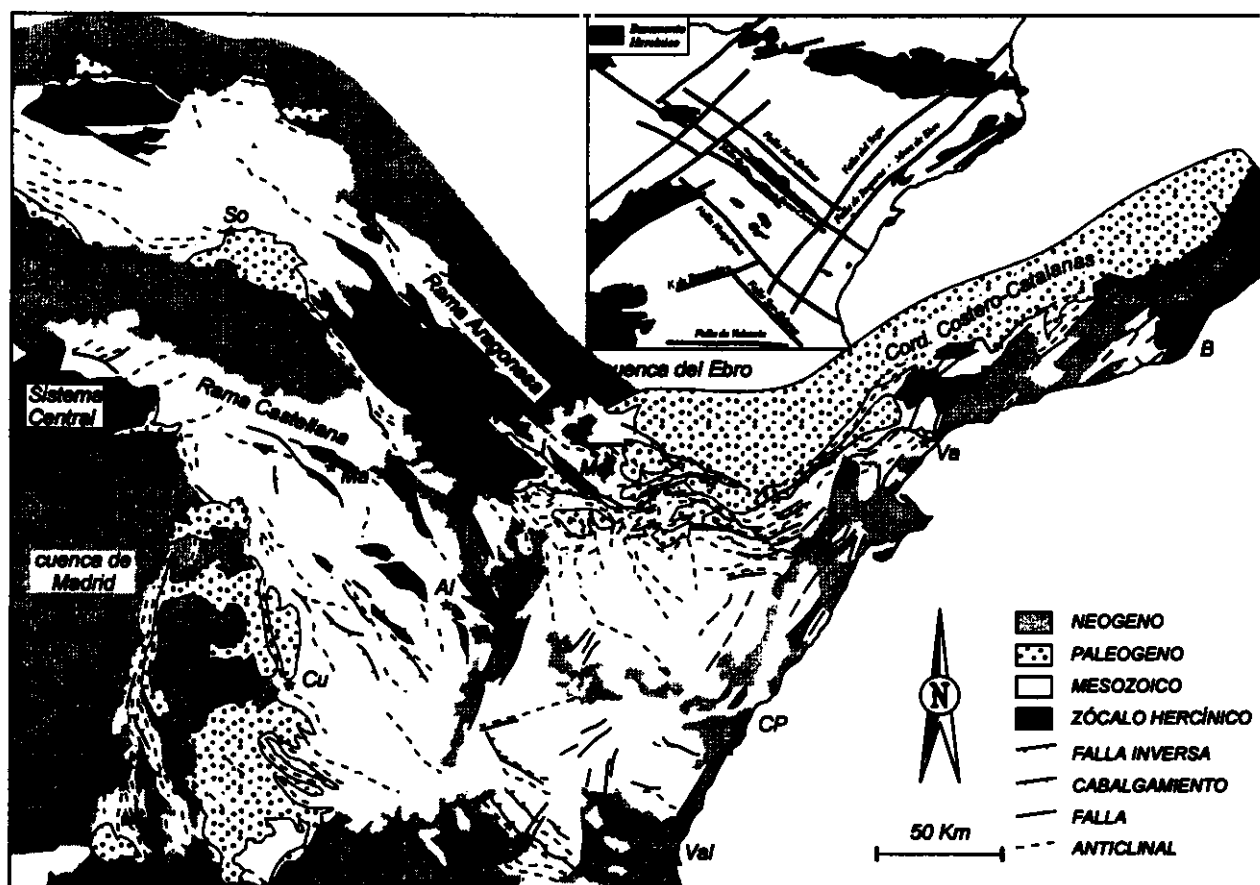
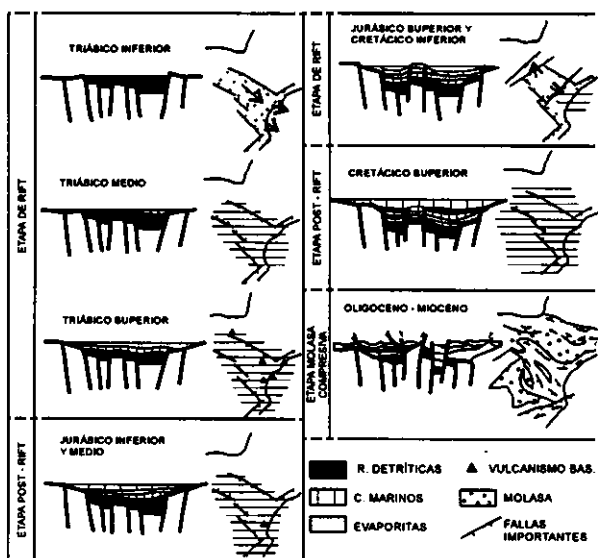


Figura 2.1.1: Esquema geológico y estructural de la Cordillera Ibérica (modificado de Guimerá y Álvaro, 1990). Arriba se muestra un esquema de las fallas tardihercínicas más importantes según Simón, 1984 y Canérot, 1989. B, Barcelona; Cu, Cuenca; Te, Teruel; MA, Molina de Aragón; So, Soria; Val, Valencia; CP, Castellón de la Plana; Da, Daroca.



A) Modelos de fases.

Este tipo de modelos tienen su origen en los primeros trabajos microestructurales desarrollados en el sector de enlace Rama Castellana - Sistema Central y la Sierra de Altomira (Álvaro y Capote, 1973; Álvaro, 1975). Posteriormente, al extenderse los estudios a otras zonas, los resultados de las orientaciones de esfuerzos principales convergen en una serie de fases compresivas discretas. Así, se distinguen en la Cordillera Ibérica una serie de compresiones sucesivas que se reconocen en los diferentes sectores, aunque con variaciones en las orientaciones de los esfuerzos y en las estructuras asociadas.

Ejemplos de estos modelos de *fases* lo constituyen las tesis doctorales de Simón (1984) para el sector oriental y De Vicente (1988) para el N de la Rama Castellana (fig. 2.1.3). Estos modelos presentan diversos problemas, algunos de los cuales son descritos de un modo autocrítico por Simón (1990). Este autor señala por ejemplo, y como caso extremo de adoptar tal filosofía, la posible definición de una *fase tectónica* por cada familia de estructuras observada y/o solución de inversión de esfuerzos calculada.

El principal problema de este tipo de modelos es que, aunque suelen resultar correctos para describir las estructuras y esfuerzos deducidos en lugares concretos, éstos pueden interpretarse como variaciones espaciales en los mismos y no como fases diferentes. En este sentido Rebaí *et al.* (1992) realizan una interesante recopilación de ejemplos de variaciones de las orientaciones de los

Figura 2.1.2: Modelo de Aulacógeno Celtibérico de Álvaro *et al.* (1979), para explicar la evolución y la formación de la Cordillera Ibérica basado en el modelo de Hoffman *et al.* (1974) (modificado de Álvaro *et al.*, 1979).

El primero de todos los modelos que explican la génesis de la Cordillera Ibérica dentro del marco de la tectónica de placas, es el clásico modelo desarrollado por Álvaro *et al.* (1979). Estos autores equiparan la evolución mesozoico-terciaria de la Cordillera Ibérica con el modelo de aulacógeno (*Aulacógeno Celtibérico*) definido por Hoffman *et al.* (1974). Las principales etapas de el modelo de Álvaro *et al.* (1979) se encuentran resumidas en la figura 2.1.2.

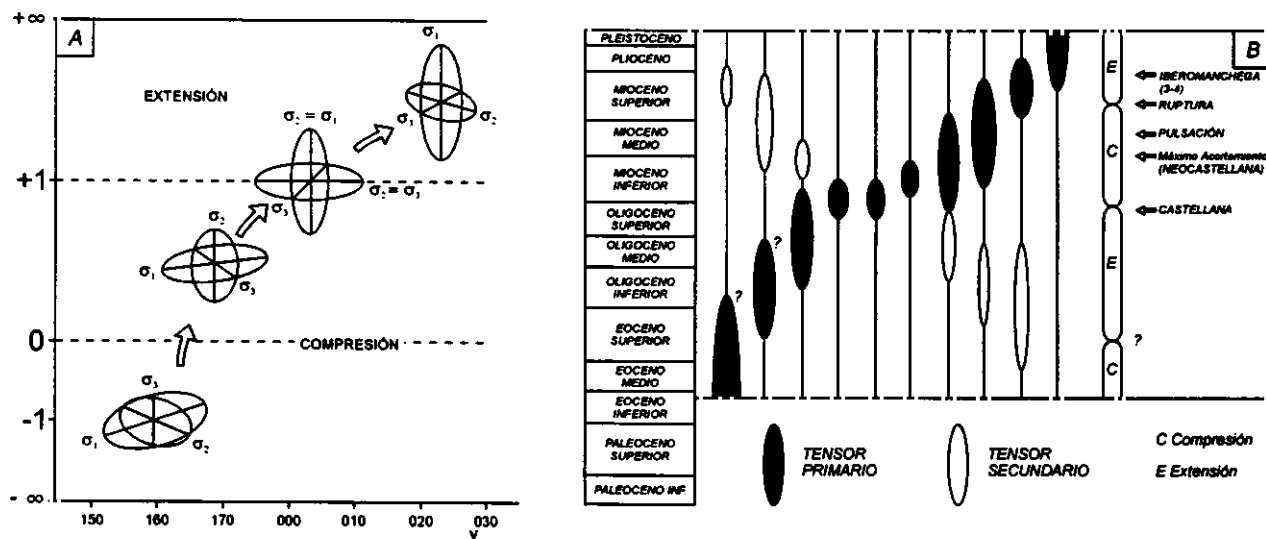


Figura 2.1.3: Modelos tectónicos de fases desarrollados para dos sectores de la Cordillera Ibérica: A) Parte Oriental y B) Sector de Enlace Cordillera Ibérica - Sistema Central (modificado de Simón, 1984 y De Vicente, 1988).

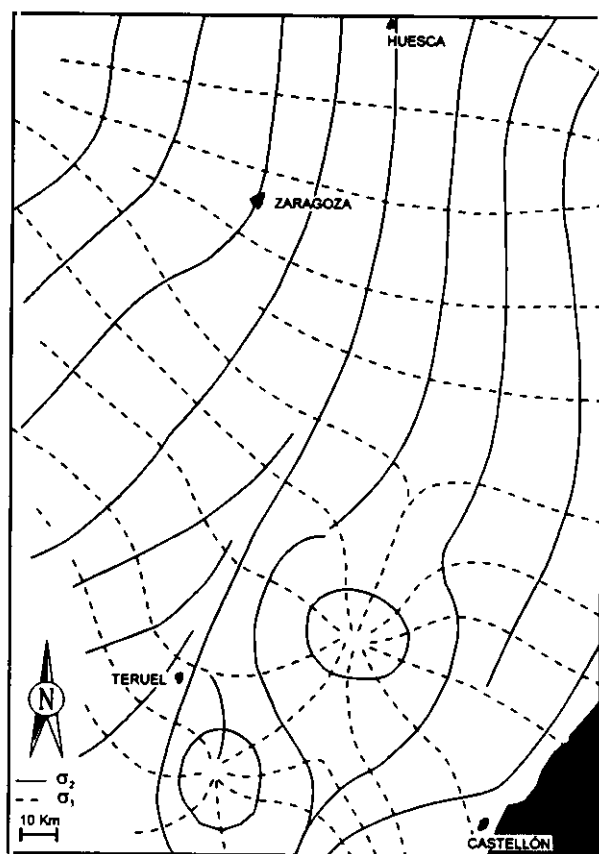


Figura 2.1.4: Modelo de superposición de campos de esfuerzos para la evolución Plio-Cuaternaria de la Cordillera Ibérica y cuenca del Ebro (modificado de Simón, 1989).

esfuerzos a diferentes escalas de observación (ver cap. 3).

Más recientemente, los modelos de fases tectónicas han evolucionado conforme han aumentado los estudios estructurales en la cadena, y se han desarrollado los métodos de inversión e interpolación de estados de esfuerzos puntuales. El resultado de esta evolución es la sustitución del concepto de *fase tectónica* (orientaciones de compresión horizontal, σ_{HMAX} o Dey) por el de *campo de esfuerzos*, que consiste en la representación generalmente bidimensional de los estados de esfuerzos activos en un área y durante un tiempo determinado (Simón, 1989; De Vicente *et al.*, 1996b).

Este tipo de aproximación resulta más completa que la sola comparación de las direcciones de acortamiento deducidas en diferentes lugares, ya que permite observar las perturbaciones espaciales causadas por la presencia de grandes estructuras (desviaciones de esfuerzos), así como las perturbaciones temporales (solapamiento o evolución de los campos de esfuerzos). En la figura

2.1.4 se muestra un ejemplo de superposición de un campo compresivo y otro extensivo propuesto por Simón (1989) para explicar la evolución plio-cuaternaria de la Cordillera Ibérica y cuenca del Ebro.

B) Modelos de mecanismo geotectónico único.

Estos modelos intentan explicar la génesis de la Cordillera Ibérica, y el conjunto de estructuras que aparecen mediante un proceso global. Son clásicos los modelos de Viallard (1979) y Canérot (1981), que postulan la existencia de procesos dominantes de cizalla sinestrosa de dirección E-O e lo largo de toda la cadena, y que explicaría tanto las estructuras compresivas como las distensivas.

◊ Más recientemente destaca el modelo de Guimerá (1988), definido en las Cordilleras Costero-Catalanas y su enlace con la Cordillera Ibérica, y que está bien documentado a escala micro y macroestructural. Este autor relaciona la presencia de esfuerzos NE-SO en la Cordillera Ibérica con una descomposición perpendicular a las estructuras "Ibéricas" de los esfuerzos N10E asociados a la formación de los Pirineos. Dentro de este modelo, tanto la Cordillera Ibérica como las Cordilleras Costero-Catalanas, serían las zonas transpresivas oblicuas situadas en el antepaís del orógeno pirenaico, cuya estructura y localización está fuertemente controlada por antiguas fallas tardihercínicas que también controlaron la sedimentación mesozoica. Posteriormente este modelo se ha ampliado a toda la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira (Guimerá y Álvaro, 1990), extrapolando hacia el S y el O con observaciones macroestructurales (fig. 2.1.5).

◊ Salas y Casas (1993) sugieren un modelo para la estructura actual de la Cordillera Ibérica basado en los datos geológicos existentes, en un análisis de la subsidencia y estratigrafía secuencial mesozoica, y en datos geofísicos (magnetometría y gravimetría).

La estructura según este modelo sería el resultado de tres etapas sucesivas: 1) un proceso de adelgazamiento mesozoico; 2) un engrosamiento cortical paleógeno y 3) un nuevo adelgazamiento cortical. Todos los procesos aprovecharían la presencia de fallas corticales de dirección NO-SE, que serían activas y controlarían la deformación en las tres etapas.

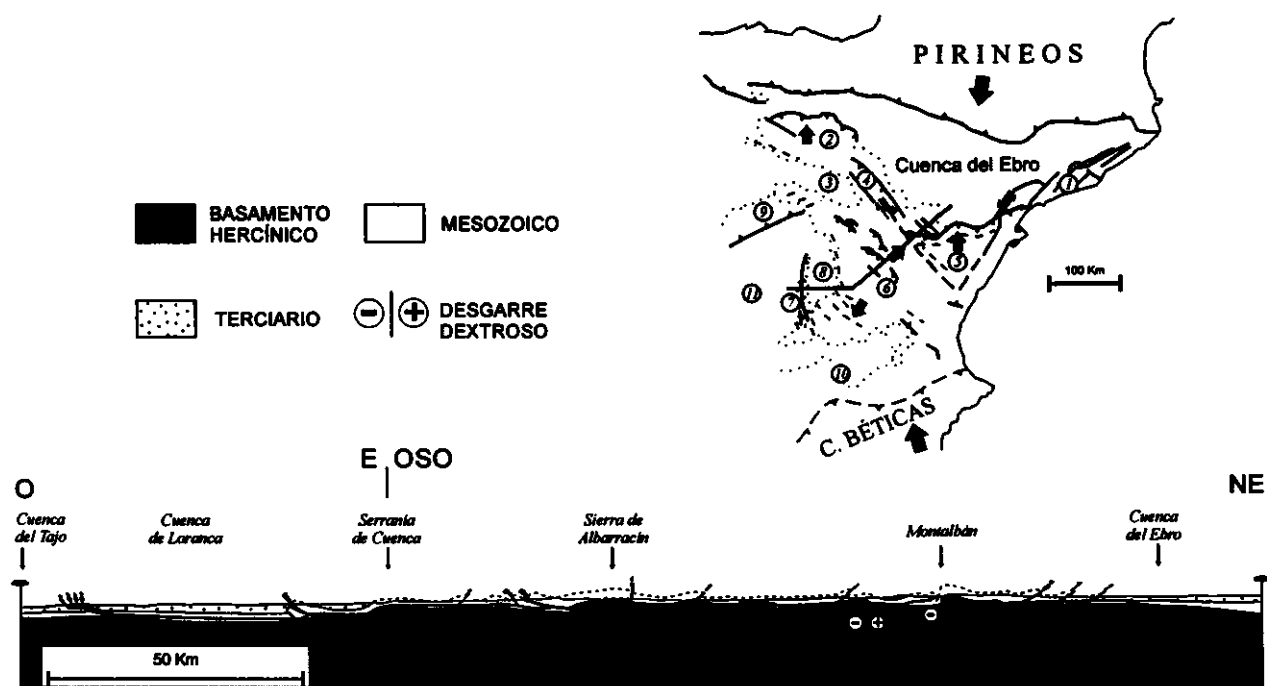


Figura 2.1.5: Modelo propuesto por Guimerá y Álvaro (1990) para las deformaciones en el terciario Nor-oriental de la Península Ibérica.

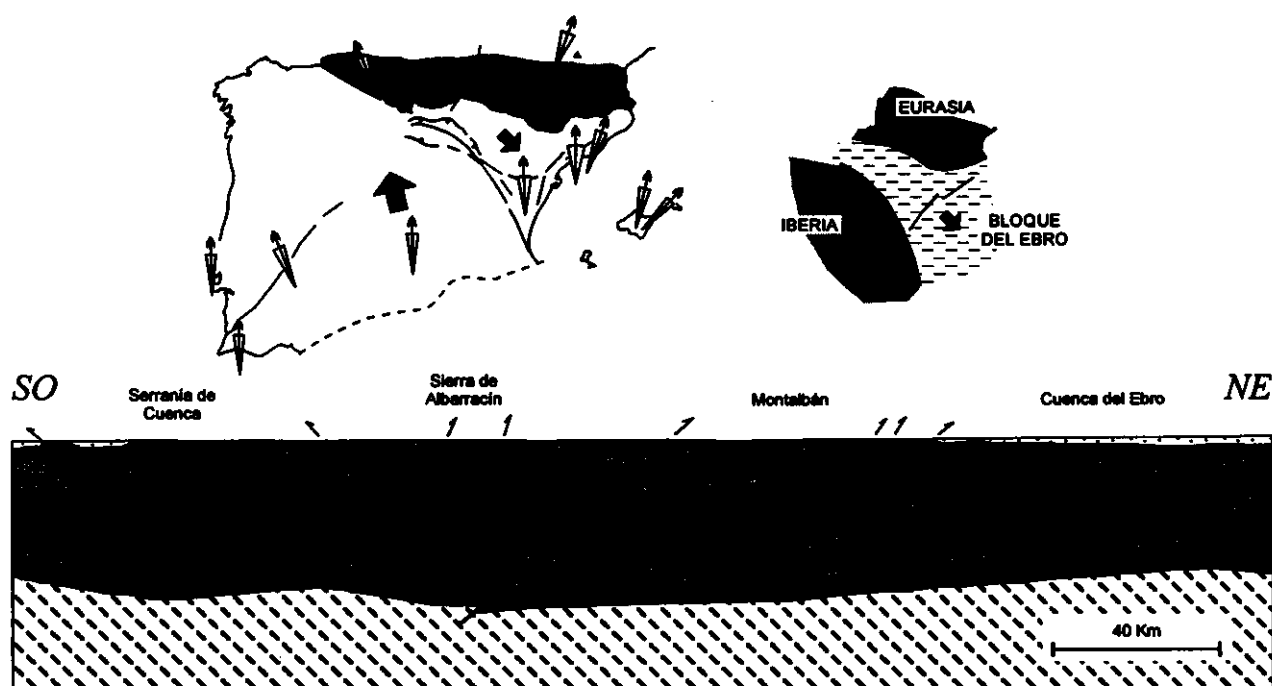


Figura 2.1.6: Modelo para explicar la génesis de la Cordillera Ibérica propuesto por Salas y Casas (1993).

Centrándonos en la evolución terciaria, el engrosamiento cortical paleógeno estaría generado por la colisión entre Eurasia, África y el bloque del Ebro, siendo este un bloque triangular que sufriría una rotación horaria de 20° (Parés, 1988; Parés *et al.*, 1988), y que sería cabalgado por la placa Ibérica. Esta colisión produciría unas raíces corticales por debajo de la Cordillera Ibérica de unos 10 Km, con lo que la corteza alcanza un espesor de entre 38 y 43 Km en el centro de la misma. La geometría resultante según estos autores sería la de un *pop-up* de escala cortical (fig. 2.1.6). El adelgazamiento Neógeno se produciría en dos etapas, superponiéndose las estructuras extensivas sobre las estructuras compresivas previas. Las dos etapas de adelgazamiento se corresponderían con un

proceso de *rifting* (Oligoceno superior? - Burdigaliense inferior) y una etapa de subsidencia térmica (Burdigaliense - actualidad; Bartrina *et al.*, 1992).

2.1.2 - LA SIERRA DE ALTOMIRA

Se ha denominado clásicamente como Sierra de Altomira al conjunto de alineaciones mesozoicas (jurásicas y cretácicas) que se extienden con una dirección aproximada N-S a NNO-SSE desde Budia (Guadalajara) hasta la línea Quintanar de la Orden-Belmonte-San Clemente (Álvaro y Capote, 1973). La Sierra de Altomira limita hacia el O con la cuenca terciaria de Madrid, mediante un

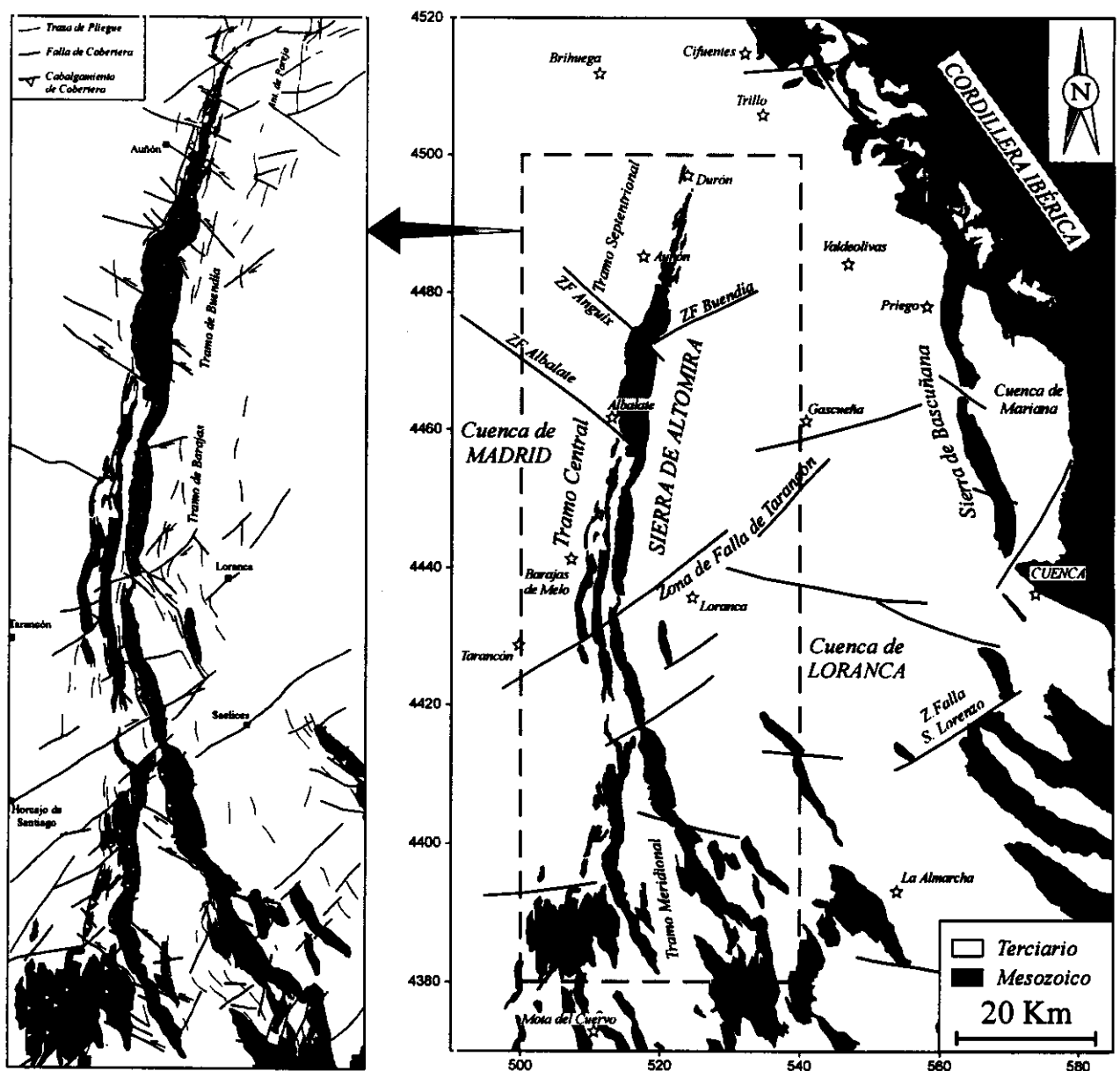


Figura 2.1.7: Esquema estructural simplificado de la Sierra de Altomira. A la derecha se muestran los tramos diferenciados y las principales fallas de basamento (ver texto para la explicación).

contacto de tipo falla inversa, con un salto vertical de más de 1500 m entre la cobertera mesozoica indeformada situada hacia el O, y la cobertera deformada en la Sierra de Altomira (Querol, 1989). Por el E, la Sierra de Altomira limita con la cuenca terciaria de Loranca, cuyos sedimentos paleógenos y neógenos se encuentran adosados mediante discordancias angulares y/o progresivas a los materiales mesozoicos del flanco oriental de dicha sierra.

Desde un punto de vista estructural, la Sierra de Altomira se corresponde con un cinturón de pliegues y cabalgamientos que afectan a la cobertera mesozoico-terciaria, la cual se encuentra despegada del basamento hercínico y del tegumento del Pérmico y Triásico inferior (Sánchez Soria, 1973). La estructura general de dicha sierra es la de uno o varios anticlinorios formados por pliegues y cabalgamientos de dirección media N-S los cuales presentan una marcada vergencia hacia el O. Dentro de esta estructura se pueden distinguir una serie de tramos o sectores bien diferenciados, que presentan características estructurales diferentes, tal y como se describe en el capítulo 4. Así, se pueden distinguir tres tramos principales desde el N hacia el S: *septentrional*, *central* y *meridional* (fig. 2.1.7), que se encuentran separados entre sí por una serie de accidentes oblicuos y transversales. Estos *accidentes* son conocidos desde los primeros estudios realizados en la zona (Sánchez Soria, 1973), y se caracterizan por presentar estructuras oblicuas a los cabalgamientos frontales de dirección N-S.

A) En su *Sector Septentrional*, la Sierra de Altomira consiste en un anticlinorio de dirección N-S a N20E, el cual se encuentra formado por pliegues y cabalgamientos con clara vergencia hacia el O. Este sector desaparece hacia el N desde el pueblo de Durón, por una amortiguación progresiva de las estructuras por debajo de los sedimentos terciarios, tal y como revelan los perfiles sísmicos (Querol, 1989), lo que origina la unión de la cuenca de Madrid con la de Loranca. Al E del anticlinorio principal de la Sierra de Altomira, aflora de un modo discontinuo otro cinturón de pliegues (*anticlinorio de Pareja*), que presenta las mismas características que la Sierra de Altomira pero con un salto vertical menor. Hacia el S, el tramo septentrional enlaza con el sector central de la Sierra de Altomira a través de la *zona de transferencia de Anguix*.

B) El *Sector Central* de la Sierra de Altomira presenta dos o tres anticlinorios formados por un conjunto de anticlinales, la mayor parte de ellos volcados y con vergencia hacia el O, que suelen estar fallados en su flanco occidental mediante cabalgamientos de continuidad kilométrica. La dirección general de los pliegues y cabalgamientos es N-S, y es en este sector donde se encuentran las mayores alturas de la sierra (alcanzando los 1.180 m en el pico de Altomira). Este sector central se encuentra dividido en dos tramos diferentes (Buendía y Barajas) por la *zona de transferencia de Albalate*, que presenta deformación oblicua y se desarrolla a favor de una falla de basamento orientada NO-SE (Rodríguez Aranda *et al.*, 1995).

Hacia el S, el sector central termina contra una zona de deformación oblicua de dirección NE-SO, que se corresponde con una importante falla en el basamento denominada por Sánchez Soria (1973) como *accidente del Riansares*, y por Capote (1983) como *falla de Tarancón - Cañete*. En este trabajo denominamos a esta estructura como *zona de falla de Tarancón*, y se corresponde con una zona de transferencia con sentido de movimiento dextroso (en relación a los pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira) desarrollada en la cobertera mesozoica, justo por encima de un conjunto de fallas normales que afectan al basamento (cap. 5).

C) En su *Sector Meridional*, la Sierra de Altomira sufre un proceso de rotación antihoraria en la orientación de los pliegues y cabalgamientos, a la vez que comienzan a aparecer anticlinales aislados separados de la alineación principal de la sierra. Además, la estructura de estos anticlinales comienza a ser menos apretada, y los datos geofísicos (cap. 5) demuestran que a partir de la *zona de falla de Tarancón* hacia el S, existe toda una serie de anticlinales en el interior de la cuenca de Loranca, la mayor parte de los cuales se encuentra cubierto por los sedimentos terciarios. Dentro de este sector aparecen diversas zonas de deformación y fallas oblicuas, que Sánchez Soria (1973) denomina como *accidentes* del Cigüela, de Hontanaya y de Villaescusa, y a favor de las cuales se produce la mencionada rotación escalonada de los pliegues y cabalgamientos situados entre ellas. De este modo, es en el sector meridional donde las estructuras longitudinales pasan detener una dirección N-S a NO-SE, presentando unas características intermedias entre las de la Sierra de Altomira y de la Cordillera Ibérica. Hacia el S, la Sierra de Altomira enlaza con la Llanura Manchega

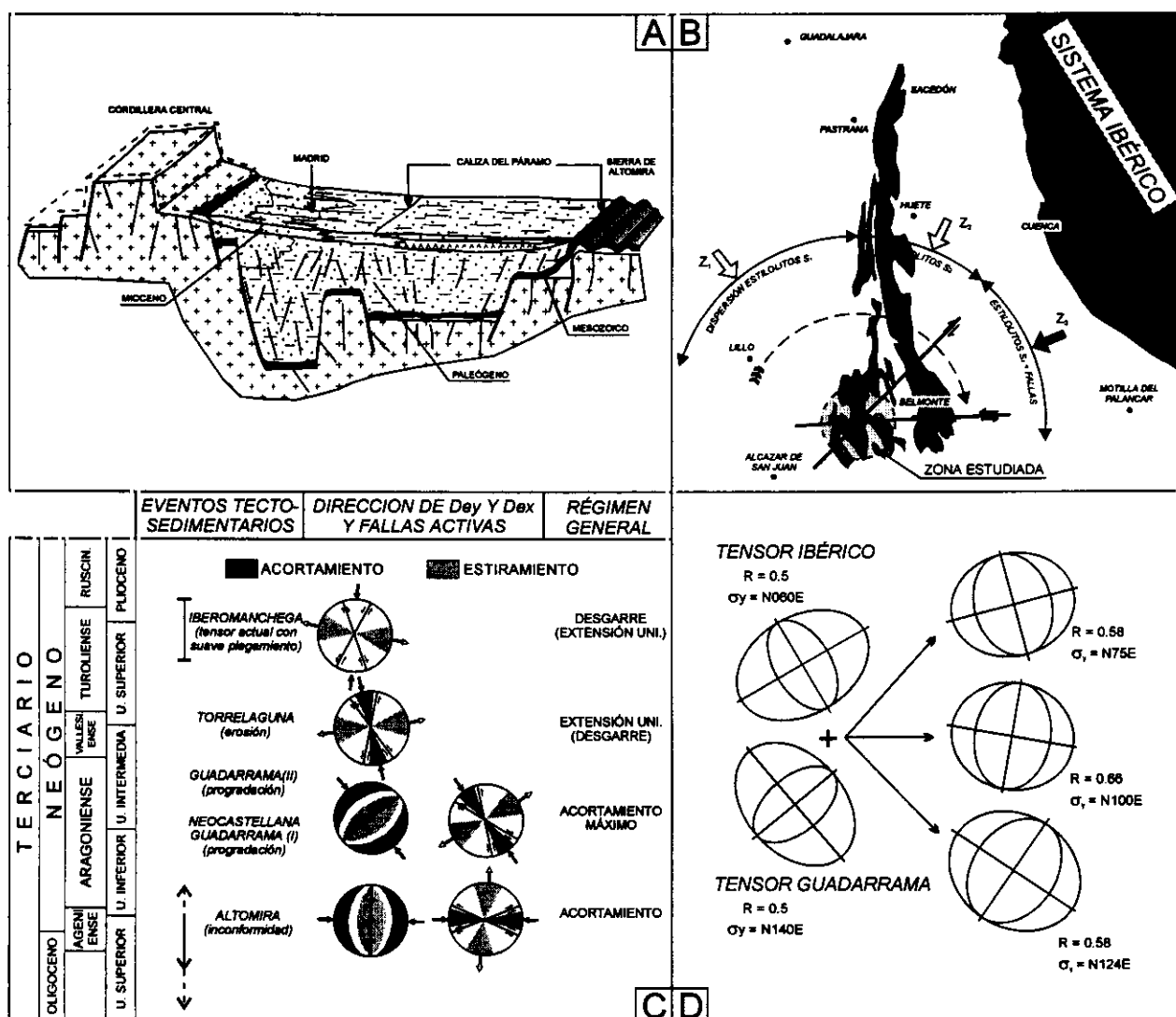


Figura 2.1.8: Diferentes modelos tectónicos para la formación de la Sierra de Altomira A) Modelo de "Horst" (Martín Escorza, 1983); B) Modelos de fases tectónicas (Manera, 1981) y C) Calvo et al. (1991) y D) modelo de campo de esfuerzos local producido por la superposición de dos tensores regionales con compresión NE ("Ibérica" y NO ("Guadarrama") (Muñoz Martín et al., 1994).

a través de una zona de fractura en el basamento de dirección E-O que se encuentra cubierta por materiales cuaternarios y pliocenos (*accidente de San Clemente*, Sánchez Soria, 1973; *falla de Valencia*, Canérot, 1989; *accidente del Zancara*, Alfaro et al., 1991).

El contacto entre la Sierra de Altomira y el extremo SO de la Cordillera Ibérica se produce a través de otra zona de deformación oblicua situada en la parte SE del sector meridional de la Sierra de Altomira: *zona de falla de San Lorenzo de la Parrilla*, de orientación ENE-OSO (fig. 2.1.7).

Modelos geotectónicos propuestos para el origen de la Sierra de Altomira

✧ El primer grupo de estudios geológicos y estructurales realizados en la Sierra de Altomira atribuyen a la ésta un carácter de *Horst*, explicando su origen mediante la adaptación de la cobertera a los movimientos del zócalo (Fontboté y Riba, 1956; Riba y Ríos, 1960, 1962). Todos estos modelos consideran que el plegamiento de la Sierra de Altomira se desarrolla, con algunos pulsos máximos, a lo largo de todo el Terciario. Alá (1960) considera que la Sierra de Altomira coincide con un umbral en el zócalo, el cual desciende desde

ella hacia el pie de la Sierra de Guadarrama, asumiendo, además, la existencia de una tectónica intramiocena en la cuenca del Tajo.

Hasta el final de los años sesenta se mantienen este tipo de modelos: García Rodríguez y Rey Jorissen (1969) asumen la existencia de un umbral en el zócalo a lo largo de la Sierra de Altomira; Capote y Carro (1970b) afirman que la mayor deformación se produce entre el Oligoceno y el Mioceno, existiendo discordancias progresivas en el Paleógeno y en el Mioceno, e interpretan que el plegamiento de la región ha tenido como causa primaria el movimiento de bloques en la vertical, lo que produce algunos empujes laterales, dentro de una tectónica en pisos (*stockwerk*), con despegues en la cobertera mesozoica. En la figura 2.1.8A se muestra un ejemplo de este tipo de modelos, que han perdurado hasta los primeros años 80 (Martín Escorza, 1983).

✧ A partir de los primeros estudios micro y mesoestructurales desarrollados en la Sierra de Altomira durante los años setenta, comienza a hacerse evidente la necesidad de empujes laterales para explicar las estructuras observadas en la cobertera.

En este sentido, Álvaro y Capote (1973), a partir de un análisis micro y mesoestructural en el sector central de la Sierra de Altomira, deducen que los pliegues, estilolitos y desgarres están originados por una única fase de plegamiento, con un acortamiento horizontal aproximadamente ENE-OSO, al que se superpone una etapa extensiva posterior con extensión según N-S.

Manera (1981), a partir de un análisis microestructural frágil desarrollado en el extremo sur-occidental de la Sierra de Altomira, afirma que la macroestructura de esta parte está originada por una compresión horizontal según una dirección NE-SO, que generaría pliegues por *buckling* y fallas durante el mismo proceso, si bien deduce dos fases compresivas previas que no producen macroestructuras importantes (fig. 2.1.8B). Todos estos autores no proponen ningún mecanismo geotectónico para explicar los esfuerzos que generarían estas estructuras, y se limitan a realizar una correlación con los datos y edades de deformación deducidos en la Cordillera Ibérica.

✧ No es hasta el modelo de Guimerá y Álvaro (1990), cuando se interpreta la formación de la Sierra de Altomira dentro del marco de las deformaciones y cinemática de la placa Ibérica durante el Terciario. Estos autores proponen una

interpretación de la Sierra de Altomira dentro del *mecanismo geotectónico único* de Guimerá (1988) para explicar el conjunto de las estructuras alpinas del tercio nor-oriental Ibérico (Pirineos, Catalánides y Cordillera Ibérica). Según este modelo, la Sierra de Altomira sería una *rampa oblicua* desarrollada en la cobertera, fruto de la rotación causada por el empuje frontal hacia la zona de antepaís del orógeno pirenaico, situado al SE de la zona de estudio. Estos autores basan esta hipótesis en la continuidad estructural entre la parte meridional de la Sierra de Altomira y las estructuras *Ibéricas* (NO-SE), así como la edad más moderna de las deformaciones hacia el N de la Sierra de Altomira (fig. 2.1.5).

✧ Calvo *et al.* (1991) proponen que la Sierra de Altomira es, en conjunto, un gran cabalgamiento de dirección N-S y vergencia hacia el O, segmentado por una serie de *transfers* N70E dextrosos y N140 sinestrosos, que se ha originado por una compresión horizontal de dirección N90E-N110E. Estos autores sugieren la idea de que la deformación en la Sierra de Altomira pudiera estar causada por la superposición temporal de una compresión NE-SO (*Ibérica*, de edad Oligocena) y otra NO-SE (*Guadarrama*, de edad Miocena). Por otra parte, estos autores realizan una correlación entre los eventos tectónicos en los bordes de la cuenca de Madrid y la evolución en el relleno de la cuenca (fig. 2.1.8C).

✧ Posteriormente Muñoz Martín (1994) y Muñoz Martín *et al.* (1994) interpretan que la Sierra de Altomira se genera mediante la actuación de un campo de esfuerzos compresivo orientado E-O (denominado *Altomira*) durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior. Estos autores proponen que el origen de estos esfuerzos estaría relacionado con la superposición de los esfuerzos Ibérico-Pirenaicos, con los esfuerzos NO-SE de origen Bético que alcanzarían el centro peninsular en el tránsito Oligoceno - Mioceno. Esta hipótesis está basada en datos microestructurales y observaciones macroestructurales realizados en el extremo septentrional de la Sierra de Altomira y su enlace con la Cordillera Ibérica (fig. 2.1.8D).

2.1.3 - EL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

El Sistema Central Español es una cadena intracratónica rectilínea desarrollada durante el Terciario en el centro de la placa Ibérica, que

presenta una dirección general N60E en su parte oriental y E-O en su parte occidental, y cuya altura sobrepasa los 2500 m. El Sistema Central limita al N y al S con dos de las principales cuencas terciarias continentales de la península Ibérica (Duero y Tajo, respectivamente) mediante un contacto de tipo falla inversa (Racero, 1988; Capote *et al.*, 1990). Hacia el E, el Sistema Central se une a la Cordillera Ibérica a través del denominado *sector de enlace* (De Vicente, 1988), mientras que hacia el O se extiende hasta Portugal (fig. 2.1.9).

Los materiales que afloran en las partes internas de esta cadena tienen edades comprendidas entre el Precámbrico y el Paleozoico superior, y se encuadran dentro del Macizo Hespérico. Estos materiales sufrieron varias etapas de deformación y metamorfismo durante la orogenia Hercínica, y se encuentran intruidos por numerosos cuerpos graníticos, mayoritariamente post-tectónicos. Durante las últimas etapas del ciclo Hercínico, y durante las primeras del Alpino (Pérmico-Jurásico), se produce un fuerte proceso de fracturación,

asociado a la megacizalla dextrorsa entre Laurasia y Gondwana (Arthaud y Matte, 1977). Este proceso de intensa fracturación (denominado comúnmente *tardihercínico*) ha tenido una gran influencia tanto en la sedimentación de los materiales mesozoicos como en la localización de las deformaciones compresivas posteriores. Sobre los materiales del basamento hercínico, se dispone una cobertera mesozoica-paleógena inferior con geometría de cuña que, en términos generales, adelgaza hacia el E hasta desaparecer a la longitud del meridiano 4°30'O (al oeste de Segovia).

La estructura alpina del Sistema Central (fig. 2.1.9) consiste en un *pop-up* de escala cortical (Vegas *et al.*, 1986, 1990; De Vicente *et al.*, 1991), cuyos límites están constituidos por dos grandes fallas inversas con buzamientos contrarios: fallas del borde N y del Borde S (Racero, 1988, 1989; Querol, 1989; Capote *et al.*, 1990). El basamento hercínico está claramente afectado por las estructuras compresivas alpinas, y no se aprecian despegues significativos entre éste y la cobertera

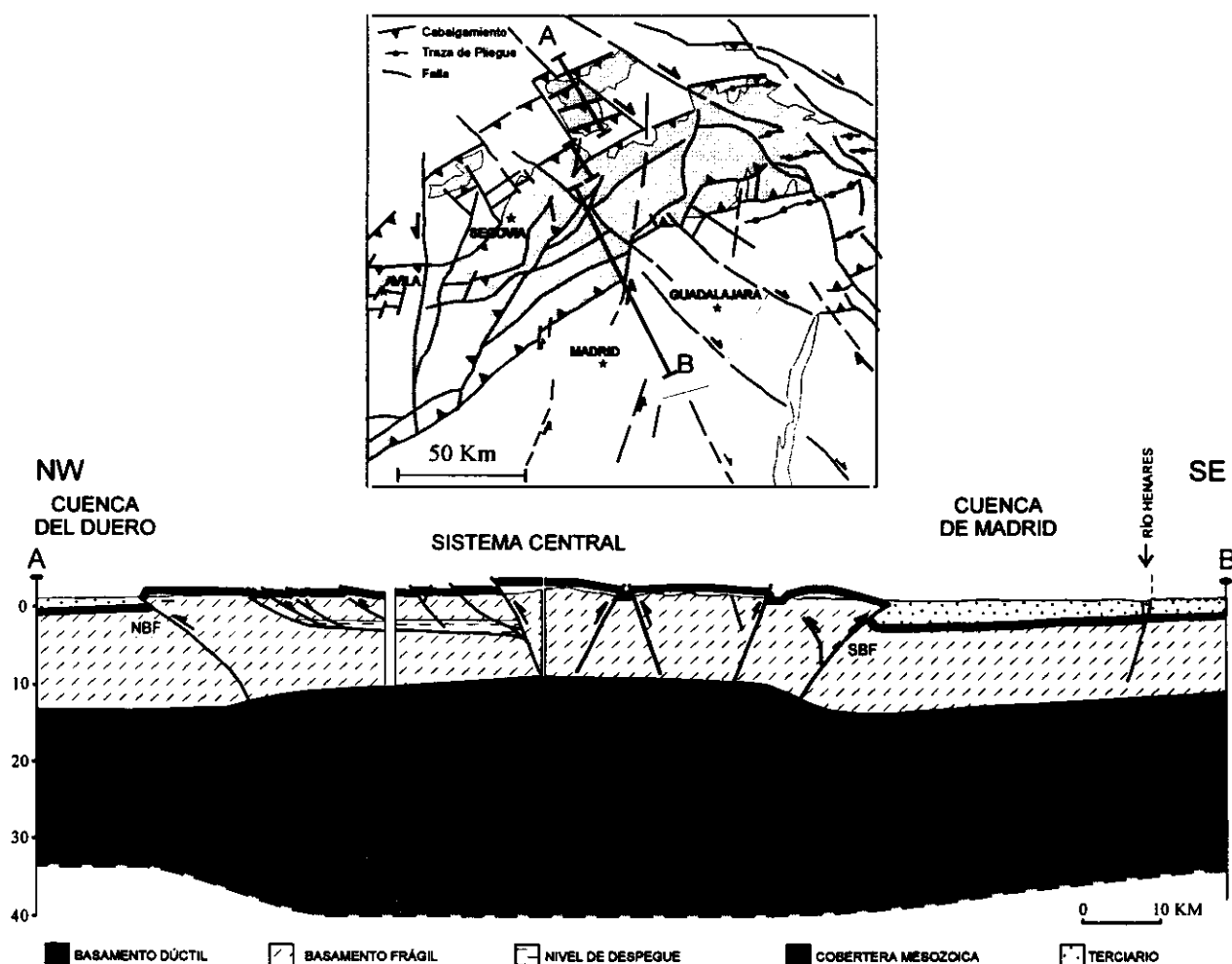


Figura 2.1.9: Esquema geológico y tectónico de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español y corte estructural equilibrado para su mitad oriental (De Vicente *et al.*, 1996b).

mesozoico-paleógena. En su mitad oriental, las principales estructuras que se desarrollan son fallas inversas de dirección N60E, que superponen el basamento hercínico y la cobertera sobre los materiales terciarios de las cuencas del Duero y del Tajo. El acortamiento total calculado ligado a los cabalgamientos es de un 22 %, y éste se compensa lateralmente mediante la actuación de fallas en dirección (*transfers*) con direcciones bien definidas N140E dextrosas y N-S sinestrosas (De Vicente y González Casado, 1991; De Vicente *et al.*, 1994). Los estudios microestructurales deducen que la dirección de acortamiento general de la cadena es N150E en su parte oriental (sierras de Guadarrama, Somosierra, Alto Rey) y N-S en su parte occidental (Sierra de Gredos) (De Vicente *et al.*, 1996b).

Por otra parte, la disposición irregular de los materiales metamórficos e ígneos, mucho más abundantes estos últimos en la parte occidental, produce la presencia de estilos tectónicos diferentes. Así, la deformación alpina reactiva las discontinuidades previas (fallas, planos de estratificación y esquistosidad) sobre los materiales metamórficos, los cuales se deforman conjuntamente con la cobertera mesozoico-paleógena. En estos casos, se desarrollan cabalgamientos y pliegues de propagación de falla cuando las discontinuidades presentan bajos buzamientos (*Macizo de Honrubia*), y fallas en dirección (desgarres) cuando son altos. Por el contrario, donde dominan los materiales ígneos, la deformación se acomoda mediante un número menor de fallas, pero con un mayor salto vertical, siendo la mayor parte de estas fallas antiguos desgarres tardihercínicos reactivados como fallas inversas (Capote *et al.*, 1990; De Vicente y González Casado, 1991).

El comienzo de la edad de la deformación no está muy controlado, aunque algunos autores sitúan los primeros movimientos en el Cretácico superior (Vegas *et al.*, 1990). Además, la edad de la deformación parece ser diferente en los dos bordes del Sistema Central: así, existe una buena concordancia entre diferentes autores en situar la etapa de máximo levantamiento en el borde S entre el Mioceno medio y el superior, lo cual está apoyado por los datos del relleno de la cuenca de Madrid (Calvo *et al.*, 1989b; Alonso Zarza *et al.*, 1990a), así como recientes estudios sobre de trazas de fisión en apatitos (Sell *et al.*, 1995). Por el contrario, hay algunos problemas de datación en los materiales terciarios afectados por las fallas inversas del borde N, situándolos algunos autores en el

Mioceno inferior-superior (Corrales, 1982; Portero *et al.*, 1982; Corrochano *et al.*, 1983), y otros en el Oligoceno (Olmo y Martínez Salanova, 1989; Santisteban *et al.*, 1991).

Este posible diacronismo en la actividad del borde N y S del Sistema Central parece tener un reflejo en la situación actual, donde la falla del borde S del Sistema Central presenta una cierta actividad sísmica (Giner, 1996), y coincide con el mayor salto topográfico respecto a la cuenca del Tajo. Por el contrario, la falla del Borde N del Sistema Central no presenta sismicidad, y su traza se encuentra desplazada respecto del salto topográfico mayor, situado más al S, lo que sugiere una actividad más reciente del borde S del Sistema Central respecto al borde N (De Vicente *et al.*, 1996b).

Modelos tectogenéticos propuestos para el Sistema Central Español

La génesis del Sistema Central ha suscitado el interés de los investigadores desde hace muchas décadas (Hernández Pacheco, 1923), y, en general se pueden distinguir tres tipos de modelos en base al tipo de tectónica que lo origina: modelos de tipo compresivo, extensivo y de desgarre.

Un problema añadido consiste en la ausencia de perfiles sísmicos profundos a través de la cadena, lo que no permite ni extrapolar los datos en profundidad con fiabilidad, ni comprobar la validez de los diferentes modelos. En este sentido, algunos trabajos recientes (Suriñach y Vegas, 1988; ILHA, 1993; Pérez Agudo, 1995) permiten inferir algunas de las características de la corteza en profundidad. Por el contrario, la estructura del Sistema Central en superficie es en general aceptada por la mayoría de los investigadores, estando el problema en la continuidad de las estructuras en profundidad, y en el origen de los esfuerzos que han originado el levantamiento del Sistema Central. A continuación se describen brevemente los diferentes modelos que se han descrito para la cadena, los cuales se encuentran resumidos en la figura 2.1.10.

✧ Uno de los primeros modelos lo constituye el de Birot y Solé (1954), en el que estos autores ponen de manifiesto la existencia de fallas inversas entre los bloques del Sistema Central, los cuales están levantados por una compresión horizontal que actúa hasta el Mioceno superior. El resultado de esta compresión horizontal es un

levantamiento en superficie y un engrosamiento en profundidad, aunque estos autores admiten la existencia de movimientos verticales tardíos causados por reajustes isostáticos.

✧ A partir de la década de los 60 esta idea se sustituye por otra, según la cual la estructura del Sistema Central se encuadra dentro de la denominada *bóveda Castellano-Extremeña*, estructura cortical de forma elíptica cuyo eje se orienta NE-SO, y que produce un abombamiento de la corteza (Alfá, 1972). La estructura del Sistema Central estaría generada por fallas subverticales, con movimientos diferenciales entre ellas, las cuales producen una elevación del Moho por debajo del Sistema Central (Carbó y Capote, 1985). Este tipo de modelos “verticalistas” tuvieron su mayor exponente en los trabajos de Alfá (1960, 1972, 1976); Alfá *et al.* (1980) y Martín Escorza (1976, 1983). El origen de esta mega-estructura podría estar causado por esfuerzos laterales, o bien por esfuerzos transmitidos desde el manto, como consecuencia de empujes verticales (fig. 2.1.10A).

✧ En los primeros años 80, se desarrollan una serie de modelos que sugieren que el Sistema Central tiene en profundidad una estructura en flor, generada por una tectónica transpresiva (Megías *et al.*, 1983). En esta línea, Portero y Aznar (1984) asimilan el Sistema Central a un “*rhomb horst*”, originado por una tectónica transpresiva y una deformación inverso-direccional sinestrosa en las fallas del borde N y del borde S del Sistema Central. Estos autores explican de este modo la geometría en forma rómbica del Sistema Central, así como la presencia de pequeñas cuencas interiores terciarias a las que consideran de tipo “*pull-apart*” (fig. 2.1.10B).

✧ Vegas *et al.* (1986) y Vegas *et al.* (1990) proponen un modelo denominado de *deformación distribuida*, según el cual el Sistema Central se estructura en dos etapas: una primera desde el Cretácico superior al Paleógeno de tipo cizalla simple dextrosa, que explicaría la deformación aparente que sufre el dique de Plasencia y la formación de las cuencas paleógenas con geometría rómbica en el interior del Sistema Central. Posteriormente se desarrollaría una etapa compresiva durante el Mioceno medio-superior que, mediante una mecanismo de cizalla pura, produciría una estructura de tipo *pop-up*. Estos autores aportan una sección de la corteza en profundidad basada en un perfil sísmico (Suriñach y Vegas, 1988) en el que se observa un engrosamiento cortical por

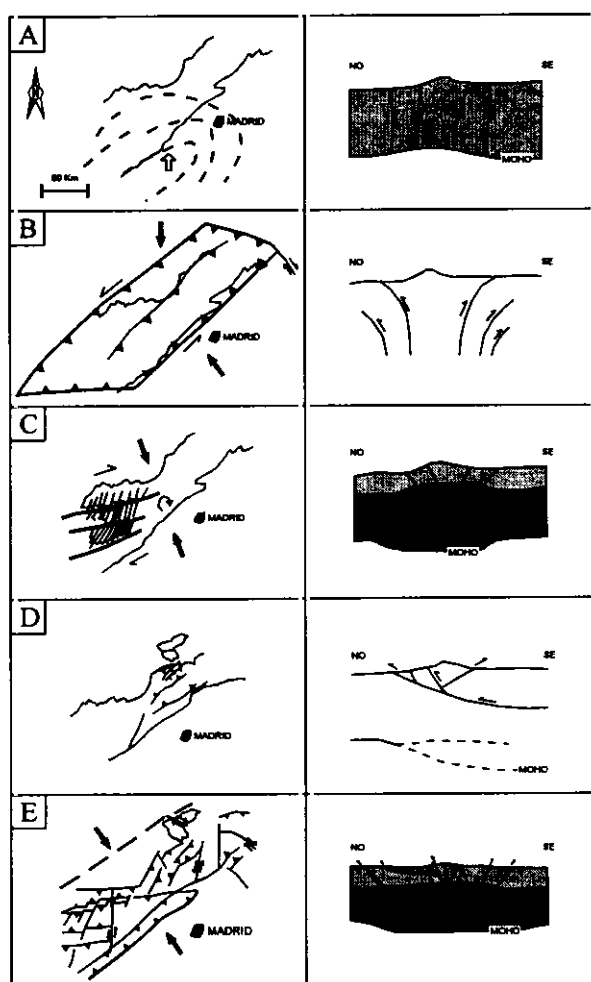


Figura 2.1.10: Esquema de los diferentes grupos de modelos tectogénéticos sobre el Sistema Central. A) Alfá *et al.* (1980); B) “Rhomb horst” (Portero y Aznar, 1984); C) Deformación distribuida (Vegas *et al.*, 1990); D) Cabalgamientos de piel fina (Warburton y Álvarez, 1991); E) Cabalgamientos y “transfers” de piel gruesa (De Vicente *et al.*, 1994, 1996b).

debajo del Sistema Central. De este modo la deformación mediante fallas inversas de alto ángulo en superficie se acomodaría por engrosamiento cortical en la corteza inferior dúctil (fig. 2.1.10C).

✧ En los primeros años 90 se desarrolla un grupo de modelos que postulan que el Sistema Central es una estructura compresiva formada por cabalgamientos, desarrollada a favor de un despegue situado en la base y/o en el interior de la corteza. Estos cabalgamientos (así como las fallas laterales que actúan como *transfers*), estarían activadas por la transmisión de los esfuerzos desde las Cordilleras Béticas hacia el interior peninsular. El primero de este grupo de modelos lo constituye el desarrollado por Warburton y Álvarez (1989) y Banks y Warburton (1991), en el cual estos autores

proponen una estructura del Sistema Central de tipo *piel fina*, con despegues y duplicaciones generalizados de la cobertera mesozoica a favor de las facies plásticas del *Keuper* (fig. 2.1.10D). La principal importancia de este modelo es que fue el primero en proponer un modelo de cabalgamientos para el Sistema Central, pero, sin embargo, presenta graves problemas, como son el que no existen duplicaciones de la cobertera en la parte N del Sistema Central, o la interpretación como normal de la falla del borde S.

✧ Por último, y muy documentados a nivel micro y macroestructural son los sucesivos modelos desarrollados por De Vicente *et al.* (1992, 1994, 1996b) para la parte oriental del Sistema Central (fig. 2.1.10E). Estos modelos consisten, básicamente, en una estructura en *pop-up*, con dos sectores bien diferenciados:

1) Una parte N, en la cual se desarrollan una serie de cabalgamientos imbricados a favor de discontinuidades previas en los materiales metamórficos.

2) Hacia el S, y debido al dominio de los materiales ígneos, las fallas inversas se verticalizan en profundidad, generando estructuras simétricas en *pop-up* y *pop-down*.

Estos autores indican la presencia de un nivel de despegue basal en la parte N, a unos 4-5 Km de profundidad, mientras que hacia el S, en su primer modelo (De Vicente *et al.*, 1992b) suponen la continuación del nivel de despegue hacia las Cordilleras Béticas. Posteriormente De Vicente *et al.* (1994, 1996b) admiten que la deformación frágil de la corteza superior se puede compensar en profundidad con un engrosamiento cortical tal y como habían propuesto Vegas *et al.* (1990). El acortamiento calculado es de un 22 %, y éste se encuentra acomodado lateralmente por fallas direccionales NO-SE dextrosas y N-S sinestrosas. Dentro de este esquema se incluye la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, la cual no sería sino el límite transpresivo dextroso del Sistema Central durante la mayor parte del Neógeno (De Vicente, 1988; De Vicente *et al.*, 1994).

2.2 - DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

En este apartado se realiza una descripción de los diferentes materiales que aparecen en la zona de estudio, tanto aflorantes como en el subsuelo. Para su descripción, se han dividido en dos grupos diferentes en relación a la edad de las compresiones alpinas, objetivo fundamental de este trabajo:

1) Materiales previos a las compresiones terciarias. La descripción de los mismos se va a centrar en su descripción litológica y su arquitectura estratigráfica, poniendo especial énfasis en su comportamiento mecánico frente a los esfuerzos compresivos (competencia relativa y resistencia).

2) Materiales sin y post-tectónicos con las compresiones alpinas, que rellenan las cuencas terciarias. Su descripción se va a realizar de un modo mucho más exhaustivo, poniendo especial énfasis en la evolución del relleno de las cuencas y paleogeografía. Todos estos datos son de gran importancia para la datación e interpretación cinemática de las estructuras compresivas terciarias.

2.2.1 - MATERIALES PREVIOS A LAS COMPRESIONES TERCIARIAS

En este grupo de materiales están incluidos desde los pertenecientes al basamento cristalino y/o

metamórfico (accesible únicamente mediante los sondeos), a la serie mesozoica que aflora en el borde de la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira.

Dado que las relaciones entre la tectónica-sedimentación durante el Mesozoico no son el objetivo de este trabajo, no se describen de un modo exhaustivo las características sedimentológicas y/o paleogeográficas de las distintas unidades mesozoicas. En la figura 2.2.1 se muestra una columna sintética de la serie mesozoica más completa, que se encuentra en el borde de la Cordillera Ibérica. Las unidades sedimentarias mesozoicas adelgazan desde el E hacia el O, hasta desaparecer completamente, a excepción del Cretácico superior, en el centro de la cuenca de Madrid. Este acúñamiento de las unidades sedimentarias mesozoicas está relacionado tanto con ausencia deposicional, como por la erosión asociada con la discordancia erosiva situada en la base de la Fm. Utrillas.

A) Basamento pre - Mesozoico

Aunque el basamento no aflora en superficie en ningún lugar de la zona de estudio, sí es perforado por algunos sondeos petrolíferos

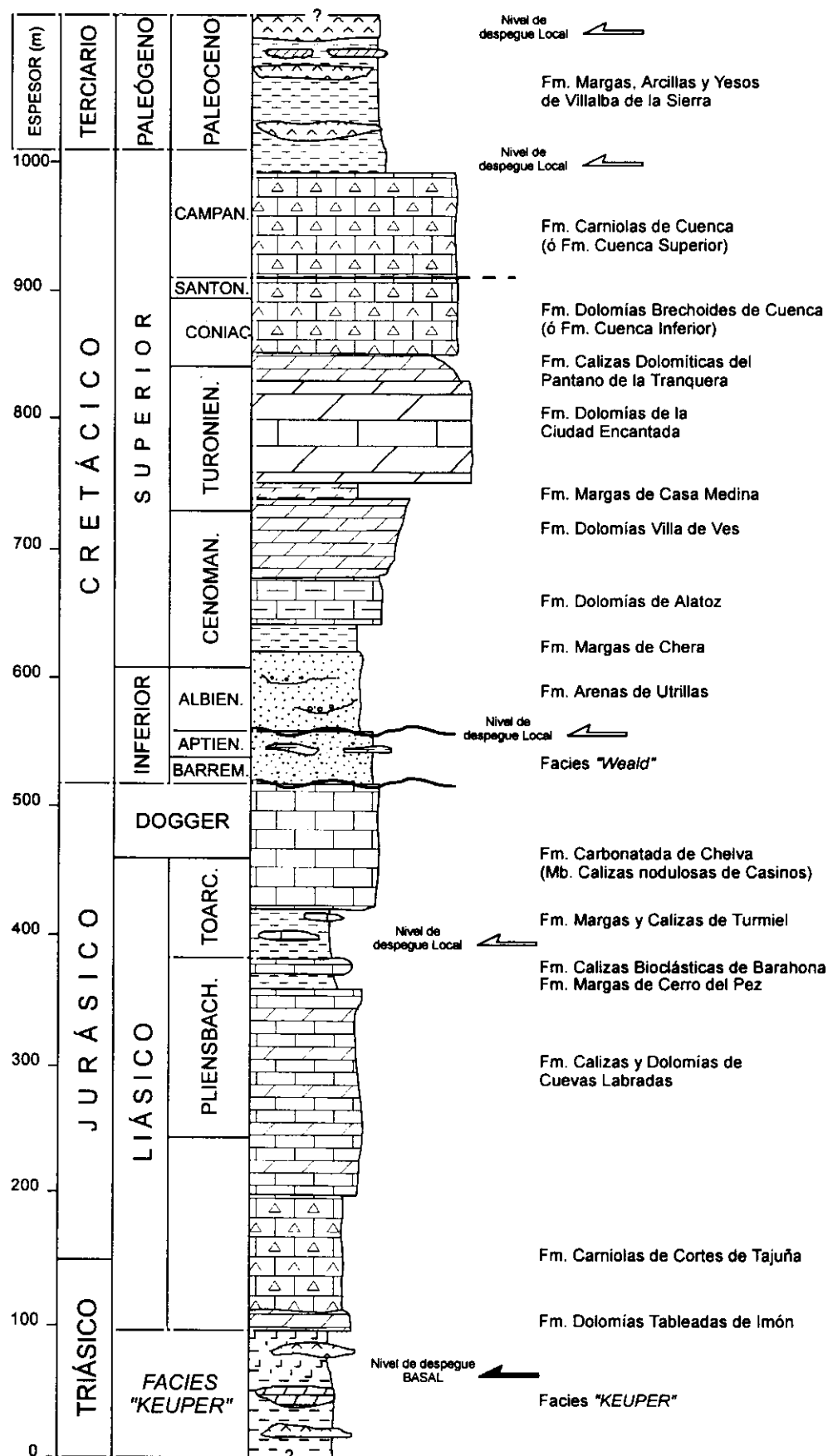


Figura 2.2.1: Columna sintética de la serie mesozoica más completa que aparece en el borde SO de la Cordillera Ibérica, en la Serranía de Cuenca (modificado de Querol, 1989; Alonso et al., 1993; Segura et al., 1993, y de las hojas 1:50.000 de la 2ª serie Magna incluidas en la zona de estudio).

(Querol, 1989), distinguiéndose tres tipos diferentes (fig. 2.2.2):

✧ **Basamento granítico:** Es alcanzado por los sondeos más orientales situados en la cuenca de Madrid: Tielmes-I, en el centro de la cuenca de Madrid al E de la zona de estudio, y Tribaldos - I, situado en la cuenca de Madrid en las proximidades de la Sierra de Altomira (fig. 2.2.2). La información geofísica, y otros sondeos presentes en la cuenca de Madrid, demuestran que la mayor parte del fondo de la cuenca está constituido por granitos, a excepción de un sinclinalio situado entre Guadalajara y el sondeo de El Pradillo, formado por un potente conjunto pizarroso (Querol, 1989; Bergamín y Tejero, 1994).

✧ **Basamento metamórfico paleozoico:** En la zona central de la cuenca de Loranca, los sondeos

de Belmontejo-I y de El Hito-I, perforan sedimentos metamórficos paleozoicos pizarrosos y cuarcíticos. Los datos gravimétricos en la mitad septentrional de la cuenca de Loranca confirman su extensión hacia el N, por lo que la mayor parte del basamento de esta cuenca se encuentra formado por este tipo de materiales. El contacto con los granitos de la cuenca de Madrid se realiza mediante una importante falla situada por debajo de la Sierra de Altomira que se describe en el capítulo 5 (*falla de Sacedón*, Perucha *et al.*, 1995).

✧ **Basamento gneísico:** Está presente en los sondeos de Santa Bárbara-I, al NO de la zona de estudio, y de Torralba-I, en las proximidades de la Sierra de Bascuñana (fig. 2.2.2). El contacto entre los gneises del N y las pizarras y cuarcitas presentes en la cuenca de Loranca se produce a través de una importante zona de falla de dirección próxima a E-

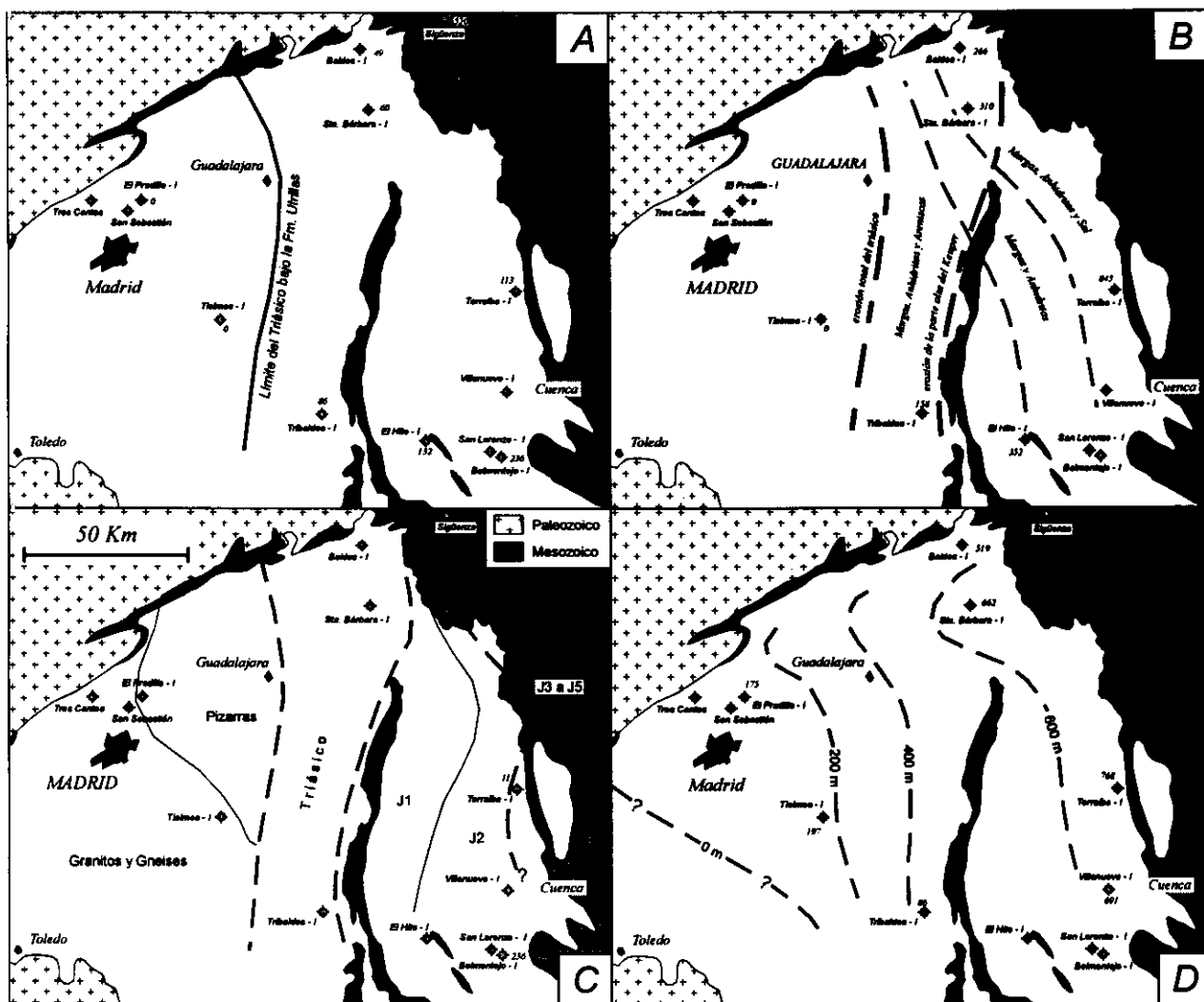


Figura 2.2.2: Distribución y espesores de las unidades mesozoicas en la parte oriental de la cuenca del Tago. A y B) Potencias y facies del Keuper en los sondeos petrolíferos. C) Materiales infrayacentes de la Fm. Utrillas o del Cretácico superior. D) Potencia del Cretácico superior en sondeos (modificado de Querol, 1989).

O que se extiende hacia el interior de la Cordillera Ibérica, y a favor de la cual se desarrolla en la cobertera el *sistema de cabalgamientos de Huertapelayo* (ver el modelo gravimétrico I, cap. 5). Por lo que se refiere a los gneises presentes en la parte oriental de la cuenca de Loranca, los datos gravimétricos y el sondeo de Torralba muestran la presencia de un bloque formado por materiales de este tipo limitado por fallas por debajo de la Sierra de Bascuñana (Perucha *et al.*, 1995). La presencia de este bloque de menor densidad que los materiales pizarrosos, justifica la presencia del mínimo gravimétrico por debajo de la Sierra de Bascuñana, hecho que va en detrimento de un mayor espesor de yesos y sales, tal y como propone Querol (1989).

B) Triásico

En la zona de estudio sólo aparecen algunos afloramientos de materiales del Triásico medio y superior (facies *Keuper*) situados a lo largo del borde de la Cordillera Ibérica y en el anticlinal de Priego. Aunque sólo aflora el Triásico superior, tanto por correlación lateral como por las testificaciones de los sondeos petrolíferos, también se reconocen materiales del Triásico inferior en facies *Buntsandstein*, así como del Triásico medio en facies *Muschelkalk*. Aunque, en general, la serie triásica adelgaza progresivamente hacia el O hasta desaparecer hacia el centro de la cuenca de Madrid (sondeo de Tielmes-I, fig. 2.2.2), los perfiles sísmicos muestran la presencia de fallas normales que controlan los espesores y, probablemente, la distribución de facies de estas unidades.

✧ El *Buntsandstein* que descansa sobre el basamento cristalino, o sobre las pizarras y cuarcitas paleozoicas, está constituido básicamente por areniscas, arcillas rojas y niveles de conglomerados, que han sido interpretadas por Querol (1989), como equivalentes a la unidad *Limos y areniscas de Cercadillo* (Sopeña, 1979; García Gil, 1989). Los sondeos de Santa Bárbara-I y Tribaldos-I muestran una potencia muy reducida de estos materiales (menos de 100 m), desapareciendo esta unidad completamente hacia el centro de la cuenca de Madrid a la altura de Guadalajara (fig. 2.2.2).

✧ El *Muschelkalk*, litológicamente constituido por dolomías y margas bien estratificadas, se dispone sobre los materiales del *Buntsandstein*, y su espesor (menor de 30 m) también disminuye progresivamente hacia el O,

desapareciendo al O de los sondeos de Santa Bárbara-I y Tribaldos-I.

Tanto el *Buntsandstein* como el *Muschelkalk*, se deforman solidariamente con el basamento, y no aparecen afectados por estructuras compresivas a lo largo de la Sierra de Altomira, mientras que sí están afectados por la deformación en la Cordillera Ibérica. Estas dos unidades constituyen, por tanto, el *tegumento* del basamento situado por debajo del nivel de despegue generalizado desarrollado desde la Sierra de Altomira hacia el E.

✧ Las facies *Keuper* están constituidas litológicamente por margas rojas, verdes o grises, con niveles intercalados de evaporitas (anhidrita y sal) y de carbonatos. Tanto la potencia de esta unidad, que puede alcanzar varios centenares de metros, como la distribución de las facies, cambian hacia el E. Así, Querol (1989) ha intentado correlacionar el *Keuper* de los sondeos de la cuenca del Tajo con las unidades descritas por Ortí (1974) en el Levante español, encontrando la secuencia más completa en el sondeo de Torralba-I (niveles salinos K1 y K4 y nivel anhidrítico K5). Sin embargo, estas unidades K4 y K5 desaparecen hacia el O, no apareciendo en los sondeos de Tribaldos-I y de Santa Bárbara-I. Dado que los niveles inferiores del K1 no contienen sal, el límite de ésta se encuentra en las proximidades de la Sierra de Altomira (fig. 2.2.2), hecho que ha podido influir en su localización, tal y como se discute más adelante.

Las facies arcillosas, y en especial los niveles yesíferos y salinos del *Keuper*, constituyen el nivel de despegue donde se enraízan las diferentes rampas de cabalgamiento que estructuran la cobertera mesozoica en la Sierra de Altomira y en la mitad oriental de la cuenca de Loranca, así como en el resto de la Cordillera Ibérica (Viallard, 1973, 1983; Álvaro *et al.*, 1979; Capote, 1983; Guimerá y Álvaro, 1990).

C) Jurásico

Existen numerosos antecedentes bibliográficos sobre aspectos estratigráficos, paleontológicos y cartográficos del Jurásico en la Cordillera Ibérica. De todos ellos, destacan los de Goy *et al.* (1976) y Gómez *et al.* (1979), donde se definen las unidades litoestratigráficas del Jurásico en un amplio sector de la Cordillera Ibérica que incluye la zona de estudio. En general, se puede decir que el sistema Jurásico adelgaza

progresivamente de E a O, de tal manera que en el borde de la Cordillera Ibérica afloran los materiales del *Lías* y del *Dogger*, mientras que en la Sierra de Altomira sólo lo hace el *Lías*. El Jurásico desaparece justo al O de la posición actual de la Sierra de Altomira, al igual que lo hace el Triásico algo más al O (fig. 2.2.2). Para la descripción del Jurásico se ha dividido la serie en cinco tramos (Goy y Suárez Vega, 1983), los cuales presentan distintas competencias y un comportamiento reológico diferencial.

J1 - El tránsito entre Triásico y el Jurásico se encuentra representado por la *Fm. Dolomías tableadas de Imón* y por la *Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña* (Goy *et al.*, 1976) (Rhetiense - *Lías* inf.). El conjunto de estas dos formaciones supone un nivel competente frente a los materiales más plásticos del *Keuper*, que alcanza los 100 m de espesor en el borde de la Cordillera Ibérica. La base está formada por un conjunto de unos 10 m de dolomías bien estratificadas, mientras que el resto lo constituyen brechas de colapso de series compuestas originariamente por carbonatos y evaporitas. Debido al contraste de competencias, el contacto entre esta unidad y el *Keuper* es a veces aprovechado como nivel de despegue, desarrollándose rellanos en las superficies de los cabalgamientos, especialmente en zonas occidentales de la cuenca de Loranca, donde el *Keuper* adelgaza.

J2 - *Fm. Calizas y dolomías de Cuevas Labradas* (Sinemuriense sup. - Carixiense). En esta unidad, que regionalmente puede alcanzar los 200 m de espesor, Goy *et al.* (1976) diferencian dos miembros, el inferior formado por calizas y dolomías brechoides de color gris y beige, y el superior formado por calizas y dolomías margosas bien estratificadas, con niveles margosos verdes hacia el techo de la unidad. El tránsito con la unidad inferior es gradual, y el límite se establece donde comienzan a aparecer las primeras superficies de estratificación nítidas.

J3 - *Fm. Margas de Cerro del Pez* y *Fm. Calizas Bioclásticas de Barahona* (Carixiense superior - Domeriense). Esta unidad se encuentra formada por margas grises con intercalaciones carbonatadas, y un conjunto de calizas bioclásticas amarillentas de aspecto noduloso con escasa continuidad lateral. El espesor total de la unidad alcanza los 75 m, y se encuentra adosada a la anterior en los flancos de los pliegues, no constituyendo un nivel de despegue generalizado.

J4 - *Fm. Margas y Calizas de Turmiel* (Toarciense inferior y medio). Esta unidad se encuentra formada por una alternancia de margas grises y calizas margosas en niveles centimétricos ondulados o nodulosos, y constituye la base de los resaltes morfológicos que originan los niveles suprayacentes, encontrándose a menudo cubierta por derrubios de ladera. Su espesor máximo es de unos 50 m, y debido a su baja competencia, constituyen un nivel de despegue local bastante común en la Cordillera Ibérica, y se encuentran a veces muy tectonizadas.

J5 - *Miembro Calizas nodulosas de Casinos* de la *Fm. Carbonatada de Chelva* (Toarciense sup. - Bajociense). Sólo aflora el miembro *Calizas nodulosas de Casinos* en el borde de la Cordillera Ibérica, el cual se encuentra afectado por la erosión asociada a la discordancia situada en la base de las facies *Weald* del Cretácico inferior. Esta unidad constituye un fuerte resalte sobre la anterior margosa, originando relieves en cuesta, y alcanza una potencia visible máxima de 30 metros.

D) Cretácico

El sistema Cretácico de la Serranía de Cuenca ha sido estudiado por numerosos autores, tanto desde un punto de vista estratigráfico (Riba, 1959; Meléndez, 1971, 1972; Ramírez y Meléndez, 1972a, b; Viallard, 1973; Canérot, 1974; Meléndez *et al.*, 1974; Floquet *et al.*, 1982) como sedimentológico y paleogeográfico (Alonso y Mas, 1982; Canérot *et al.*, 1982; Meléndez *et al.*, 1982; Capote *et al.*, 1982; Vilas *et al.*, 1982; Meléndez y Meléndez, 1983; Meléndez, 1983; Almunia, 1984; Arqued, 1984; Meléndez *et al.*, 1985; Segura *et al.*, 1993; Alonso *et al.*, 1989; 1993; García *et al.*, 1996; García Hidalgo *et al.*, 1996). En la Sierra de Altomira, los trabajos son mucho menos numerosos, destacando los de Sánchez Soria y Pignatelli, (1967), Sánchez Soria (1973), Meléndez *et al.* (1985), Carenas *et al.* (1993), y todas las hojas geológicas de la serie Magna publicadas y en prensa que cubren la Sierra de Altomira.

El sistema Cretácico está muy bien representado en la zona de estudio, distinguiéndose el ciclo inferior del Cretácico (facies *Weald*) y el ciclo superior (*Fm. Arenas de Utrillas*, serie carbonatada del Cretácico superior y los niveles de transición con el Paleógeno de la *Fm. Margas, Arcillas y Yesos de Villalba de la Sierra*). La serie

cretácica, excluyendo los niveles de transición finales, alcanza los 500 metros de espesor (fig. 2.2.1), y para su descripción se van a utilizar cinco unidades diferenciadas en campo:

Cw - *Facies Weald* (Barremiense - Aptiense?). Sobre los materiales Jurásicos, y por medio de una discordancia erosiva, se deposita una sucesión de arcillas, calizas y arenas, que está constituida por la *Fm. Arenas y Arcillas del Collado* y por la *Fm. Calizas de la Huérguina*. Esta unidad aflora en la Cordillera Ibérica, y en algunos sectores centrales de la Sierra de Altomira, siendo en esta última las facies predominantemente carbonatadas. El espesor de la misma es muy variable debido a que tanto el muro como el techo constituyen dos fuertes discordancias erosivas.

Cu - *Fm. Arenas de Utrillas* (Albiense-Cenomaniense inferior). Esta unidad está ampliamente representada a lo largo de toda la zona de estudio, y está constituida por arenas blancas caoliníferas y amarillentas, ferruginosas, con superficies erosivas. Estas arenas presentan cantos de cuarzo y cuarcita, restos de plantas y cantos blandos arcillosos, así como algunas intercalaciones poco potentes de arcillas plásticas. La potencia de la unidad oscila entre los 25 y los 75 m, y a veces constituye un nivel de despegue local aprovechado por los cabalgamientos.

C1 - *Fm. Margas de Chera, Fm. Dolomías de Alatoz, Fm. Dolomías de Villa de Vés y Fm. Margas de Casa Medina* (Cenomaniense - Turoniense inferior). En la Cordillera Ibérica, por encima de la *Fm. Utrillas*, se dispone un conjunto margoso-dolomítico de una potencia próxima a los 60 m que aglutina, de muro a techo, términos equivalentes a las formaciones antes citadas. Esta unidad comienza por un conjunto 30 m de margas grises y verdes con niveles de areniscas y conglomerados, así como de dolomías finas y arenosas (*Fm. Margas de Chera*). Por encima, se depositan 30 metros de dolomías bien estratificadas que a veces dan resaltes de poco espesor (*Fm. Dolomías de Alatoz y Dolomías tableadas de Villa de Vés*). Finalmente se deposita un tramo de margas nodulosas grises dolomitizadas de escaso espesor (5 m) asimilable a la *Fm. Margas de Casa Medina*, las cuales representan el máximo transgresivo del conjunto Cenomaniense.

C2 - *Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada* (Turoniense). Se encuentra formada por

dolomías cristalinas groseras de menos de 70 m de espesor, localmente con estratificación cruzada de gran escala y geometría lenticular de gran extensión y potencia. El carácter masivo de esta unidad origina importantes resaltes morfológicos en toda la Serranía de Cuenca y en la Sierra de Altomira, y su potencia disminuye progresivamente hacia el O. Ésta es la unidad litológica mesozoica mecánicamente más competente y que forma los pliegues con mayor longitud de onda.

C3 - *Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera, Fm. Brechas dolomíticas de Cuenca y Fm. Carniolas de Cuenca* (Coniaciense - Campaniense inferior). En la zona de estudio estas formaciones se muestran como una unidad litológica masiva de brechas dolomíticas muy recristalizadas difícilmente diferenciadas. Las brechas a veces son oquerosas con restos de estratos sin brechificar e intercalaciones de margas dolomíticas, y alcanzan una potencia máxima de 250 m cerca de Villalba de la Sierra. Esta unidad forma importantes resaltes en la Cordillera Ibérica y en la Sierra de Altomira, y se muestra en los sondeos como una alternancia de dolomías y anhidritas, por lo que se deduce que lo que aflora en superficie es una brecha de colapso. Por este motivo, los espesores aparentes de la serie en superficie son mucho menores que los reales, debido a la disolución de las anhidritas.

E) Tránsito Cretácico superior - Paleógeno

El tránsito entre los materiales carbonatados del Cretácico superior y los materiales puramente terrígenos del ciclo paleógeno lo constituye la *Fm. Margas, Arcillas y Yesos de Villalba de la Sierra* (Campaniense - Eoceno medio) definida por Gutiérrez y Robles (1976). Esta unidad está formada por arcillas, areniscas y margas amarillentas, yesos blancos alabastrinos y sacaroideos estratiformes, e intercalaciones de niveles micríticos y dolomíticos discontinuos, más frecuentes a techo. El espesor de esta unidad en afloramiento es difícil de cuantificar, pero supera los 200 m en muchos puntos de la zona de estudio. La competencia de estos materiales es muy baja, por lo que constituye un nivel de despegue muy importante, desarrollándose numerosos rellanos cuando las rampas de los cabalgamientos alcanzan a esta superficie, especialmente en la Sierra de Altomira.

2.2.2 - MATERIALES SINTECTÓNICOS Y POSTERIORES A LAS COMPRESIONES TERCIARIAS

El conocimiento de las características de las cuencas terciarias de Madrid y de Loranca, sus

pautas evolutivas y de relleno, así como las reconstrucciones paleogeográficas realizadas por diversos autores resultan indispensables tanto para situar la zona de estudio en su marco geológico, como para poder establecer la evolución cinemática y dinámica de la misma. Ambas cuencas han sido

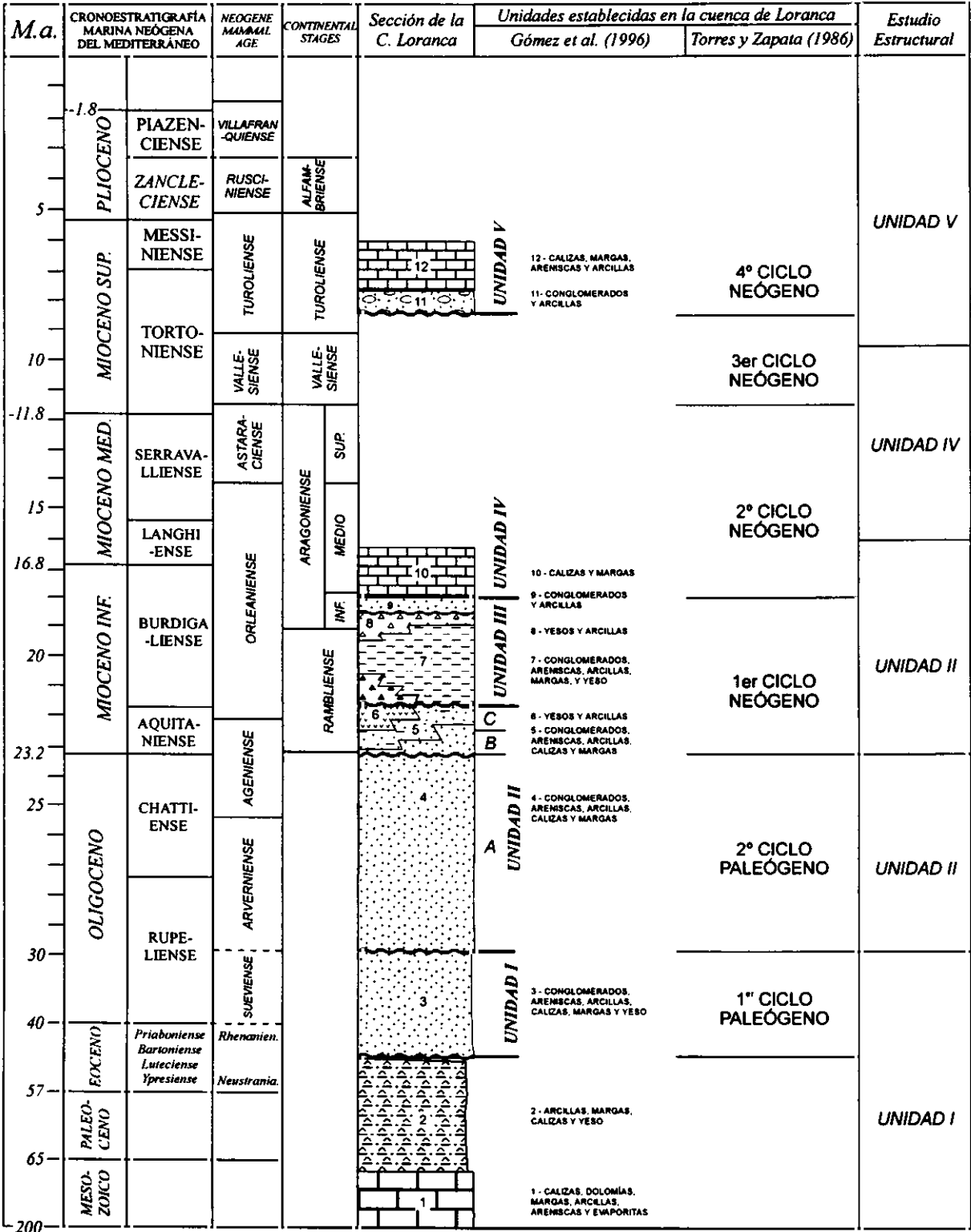


Figura 2.2.3: Resumen de las principales unidades estratigráficas establecidas en la cuenca de Loranca por diferentes autores (Torres y Zapata, 1986c; Díaz Molina et al., 1989; Gómez et al., 1996), y las adoptadas para el estudio estructural en este trabajo.

objeto de numerosos estudios estratigráficos y sedimentológicos, entre los que destacan los realizados sobre el Neógeno (Junco y Calvo, 1983; Alberdi *et al.*, 1984; Calvo *et al.*, 1989a, b; 1990; Alonso Zarza, 1989; Alonso Zarza *et al.*, 1989, 1990a y b; Rodríguez Aranda *et al.*, 1991; Rodríguez Aranda, 1995) y el paleógeno (Arribas, 1986a y b; Arribas y Arribas, 1991) en la cuenca de Madrid, y los relativos al Paleógeno y Neógeno en la cuenca de Loranca (Díaz Molina, 1974, 1978, 1979; Díaz Molina y Bustillo, 1985; Díaz Molina *et al.*, 1989, 1995; Torres y Zapata, 1986a, b y c; Torres *et al.*, 1992; Díaz Molina y Tortosa, 1996; Gómez *et al.*, 1996).

Además de estos trabajos de índole estratigráfico y sedimentológico, existen numerosos datos geofísicos (perfiles sísmicos de reflexión, sondeos profundos, gravimetría, etc...) obtenidos por diversas compañías petrolíferas (Amospain, Auxini, Tenneco, Shell). Por otra parte, la existencia de sedimentos arenosos fluviales y lacustres potencialmente interesantes para albergar mineralizaciones de uranio, promovió a ENUSA (1984) a realizar trabajos de investigación geológica básica (cartografía, análisis de cuenca) y minera (sondeos, prospección geofísica) en la cuenca de Loranca.

La reciente elaboración de las hojas MAGNA del Mapa Geológico de España (ITGE) hasta completar toda la superficie de la zona de estudio, ha aportado interesantes datos sobre aspectos estratigráficos, sedimentológicos y estructurales, además de la propia cartografía geológica. Por otra parte, la reciente publicación del libro *Tertiary Basins of Spain* (Friend y Dabrio, eds., 1996), ha venido a realizar una síntesis del estado de conocimiento actual sobre la evolución sedimentaria y paleogeográfica de las cuencas terciarias españolas, incluyendo las de Madrid y Loranca.

A) Cuenca de Loranca

Es una cuenca marginal rellena por sedimentos continentales relacionados con las deformaciones alpinas compresivas desarrolladas entre la Cordillera Ibérica y el Macizo Hespérico (Díaz Molina y Bustillo, 1985). La cuenca presenta una geometría oval, con su eje mayor orientado N-S, y una extensión que supera los 10.000 Km². La cuenca limita al E con la Sierra de Bascuñana y la Cordillera Ibérica, al O con la Sierra de Altomira y

hacia el S con el extremo SO de la Cordillera Ibérica y el sector meridional de la Sierra de Altomira. Por el N, la cuenca de Loranca se une a la de Madrid a la altura del pueblo de Durón.

Los primeros trabajos relevantes relativos al relleno sedimentario de la cuenca son los de Capote y Carro (1968, 1970b), los cuales elaboran una primera serie de hojas geológicas a escala 1:50.000, entre ellas la de Auñón (IGME, 1971). Sánchez Soria y Pignatelli (1967), Meléndez (1969), Crusafont y Quintero (1970), Pérez González (1971), Pérez González *et al.* (1971), Crusafont y Aguirre (1973), Sánchez Soria (1973), Aguirre *et al.* (1976), Abril Barea *et al.* (1976) y Albéniz y Brell (1977) aportan cartografías y datos estratigráficos y paleontológicos sobre el Terciario y Cuaternario de la región. Díaz Molina (1974) inicia los trabajos del terciario de un sector central de la cuenca de Loranca, que se prolongan en su Tesis Doctoral y en una serie de trabajos relacionados (Díaz Molina, 1978, 1979; Díaz Molina y López Martínez, 1979).

A partir de la interpretación de todos los datos estructurales, sedimentológicos y paleontológicos, se han establecido una serie de unidades sedimentarias terciarias por diferentes autores (Díaz Molina y Bustillo, 1985), Torres y Zapata, (1986c), Díaz Molina *et al.* (1989), Díaz Molina y Tortosa (1996), Gómez *et al.* (1996) que se resumen en la figura 2.2.3.

Las discontinuidades sedimentarias reconocidas dentro de la sucesión sedimentaria de la cuenca de Loranca son correlacionables en la mayor parte de las cuencas terciarias españolas (López Martínez *et al.*, 1987; Calvo *et al.*, 1993). Las principales divisiones en unidades sedimentarias han sido desarrolladas por García Abbad (1975, 1977), Díaz Molina (1974), Díaz Molina *et al.* (1989), Díaz Molina y Tortosa (1996).

Recientemente Gómez *et al.* (1996) han definido una serie de cinco unidades para establecer la evolución del relleno de la cuenca, que se corresponden parcialmente con las definidas previamente por otros autores (Díaz Molina, 1974; García Abbad, 1975). A continuación se describen brevemente estas unidades, poniendo especial énfasis en la paleogeografía de las mismas establecida en trabajos previos.

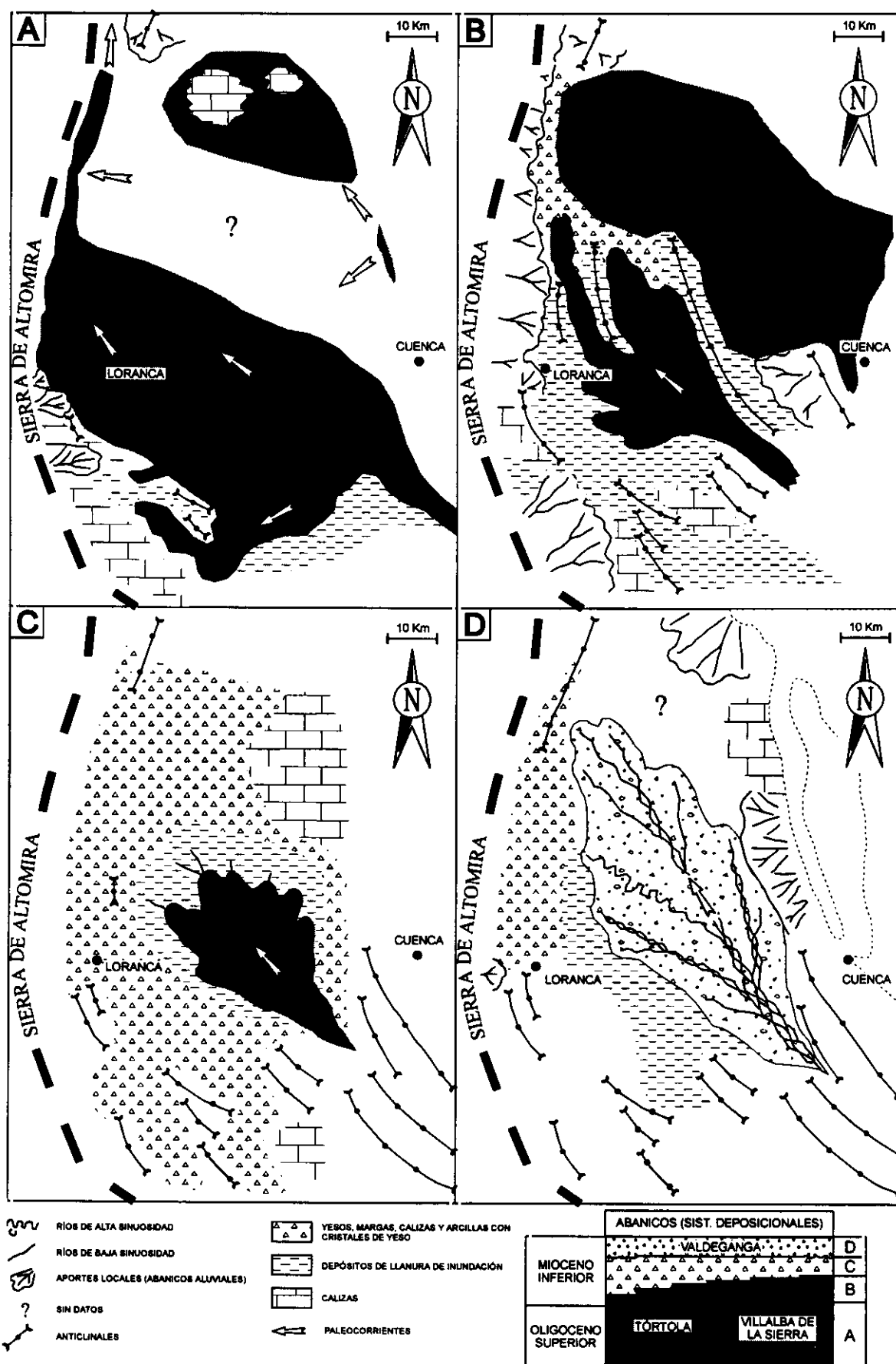


Figura 2.2.5: A, B, C) Esquemas paleogeográficos de las tres etapas evolutivas durante el depósito de la Unidad II (Oligoceno superior-Mioceno inferior) y D) del sistema deposicional Valdeganga, o Unidad III (modificado de Díaz Molina y Tortosa, 1996 y Gómez et al., 1996).

✧ **Unidad II** (*Unidad Detrítica Superior* de Díaz Molina *et al.*, 1989). Esta unidad se compone de dos sistemas deposicionales coalescentes: los abanicos fluviales de Tórtola y Villalba de la Sierra (Díaz Molina *et al.*, 1989; Díaz Molina y Tortosa, 1996). Los sedimentos de esta unidad tienen una edad Oligoceno superior - Mioceno inferior, y se sitúan en “*onlap*” sobre los materiales de la unidad anterior, alcanzando los 900 m de potencia (Gómez *et al.*, 1996).

En esta unidad se pueden observar una serie de discordancias progresivas en los flancos de los anticlinales, así como en los márgenes de la cuenca, lo que indica un claro depósito sintectónico con las principales estructuras que se desarrollan en la mitad meridional de la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira. Por el norte, la cuenca de Loranca no estuvo nunca cerrada del todo, manteniéndose un corredor que conectaba a esta cuenca con la de Madrid durante todo el depósito de esta unidad.

Dentro de esta unidad, Díaz Molina y Tortosa (1996) y Gómez *et al.* (1996) distinguen tres etapas evolutivas en la sedimentación de los dos sistemas deposicionales (fig. 2.2.5):

Ia - En la primera etapa (fig. 2.2.5A), los abanicos de Tórtola y de Villalba de la Sierra ocupan la mayor parte de la cuenca, y debido al crecimiento de los primeros pliegues de dirección NO-SE en la mitad sur de la cuenca de Loranca, el abanico de Tórtola no alcanzó el extremo SO de la cuenca. En éste área, los depósitos de llanura de inundación (incluyendo carbonatos lacustres) y depósitos de abanicos aluviales alimentados desde el extremo S de la Sierra de Altomira, reemplazan lateralmente a los sistemas de canales múltiples desarrollados más al E (Díaz Molina y Tortosa, 1996).

Iib - La segunda etapa (fig. 2.2.5B) se caracteriza por el avance de los pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE hacia el N, hasta ocupar la parte central de la cuenca de Loranca. Este hecho queda relegado en el abandono progresivo de los sistemas de abanicos múltiples y en un aumento del suministro de los abanicos aluviales locales provenientes de la Cordillera Ibérica y de la Sierra de Altomira (Díaz Molina y Tortosa, 1996), la cual muestra su máxima actividad tectónica. Los sistemas de ríos durante el depósito de esta unidad están controlados por las sinclinales de primer orden, mientras que los depósitos de llanura de inundación se encuentran normalmente asociados a estructuras anticlinales

(Gómez *et al.*, 1996). En las partes distales de los abanicos aluviales se desarrollaron áreas húmedas con evaporitas y sedimentos lacustres.

Iic - La última etapa (fig. 2.2.5C) de la unidad II representa una disminución de la actividad tectónica, la cual condicionó una expansión gradual de los sedimentos lacustres y de playa-lago. En esta subunidad los yesos son los materiales dominantes, situándose en *onlap* sobre las unidades previas, lo que va acompañado de una disminución de los sedimentos fluviales que se superponen sobre las unidades anteriores (Gómez *et al.*, 1996).

Por su parte, Torres y Zapata (1986c) describen un gran cambio paleogeográfico en el Arverniense inferior que se refleja en que los materiales detríticos pasan a tener unas áreas fuente mesozoicas en el interior de la Cordillera Ibérica, configurándose en buena medida la geometría de la cuenca. El sistema deposicional de su *Segundo Ciclo Paleógeno* (fig. 2.2.4B) consiste para estos autores en un sistema fluvial con paleocorrientes S-N y abanicos subsidiarios con paleocorrientes E-O y SE-NO. Estos mismos autores afirman que a techo del Ageniense se produce el levantamiento de la Sierra de Altomira, desactivándose el principal sistema fluvial del ciclo anterior, y adquiriendo la cuenca un carácter mucho más confinado. Además, observan que a techo del *Primer Ciclo Neógeno* se aborta el funcionamiento de algunos abanicos aluviales, haciéndose expansivos los depósitos de origen químico y algunos carbonatos, y comienza un levantamiento de la mitad meridional de la cuenca (fig. 2.2.4C).

✧ **Unidad III** (Ramblense - Aragoniense inf.) (fig. 2.2.5D): Esta unidad junto con la Unidad IV, son equivalentes a la *Unidad Terminal* de García Abbad (1975). El desarrollo de esta unidad se corresponde con un rejuvenecimiento de la Cordillera Ibérica, la cual alimenta el sistema deposicional de Valdeganga con facies similares a las de la Unidad II (Díaz Molina y Bustillo, 1985). Este sistema acumuló una sucesión estratigráfica de más de 100 m de potencia que ocupó la cuenca de Loranca en el Mioceno inferior, con una menor influencia sobre sus facies por parte de los pliegues internos de la cuenca que la que se desarrolló durante el depósito de la Unidad II (Gómez *et al.*, 1996). La disminución de la actividad tectónica en la cuenca se tradujo en la expansión de las facies yesíferas. El margen occidental de la cuenca (Sierra de Altomira) se mantuvo inactivo, mientras que

comienza el desarrollo de la Sierra de Bascuñana (Gómez *et al.*, 1996).

La estructuración del margen oriental de la cuenca de Loranca (Sierra de Bascuñana) genera la subcuenca de Mariana entre ésta y la Serranía de Cuenca (fig. 2.2.5D), la cual se rellenó con una sucesión local de 350 m de abanicos locales coalescentes con depósitos aluviales y discordancias progresivas internas (Gómez *et al.*, 1996). La correlación entre esta subcuenca con la de Loranca presenta dificultades, ya que en esta última los depósitos equivalentes pueden ser yesos o estar representados por una ruptura sedimentaria (a veces un paleokarst en yesos) en la mayor parte de la cuenca (Gómez *et al.*, 1996).

♦ **Unidad IV:** Esta unidad de Gómez *et al.* (1996) se encuentra incluida en la *Unidad Terminal* (García Abbad, 1975), y es equivalente al *Segundo Ciclo Neógeno* de Torres y Zapata (1986c) (fig. 2.2.4D). Gómez *et al.* (1996) describen a esta unidad como unos 60 m de carbonatos lacustres sedimentados durante el Aragoniense por toda la cuenca. Los carbonatos se sitúan en *onlap* sobre los sedimentos mesozoicos en el margen de la Sierra de Bascuñana (Arribas *et al.*, 1990), y su depósito se corresponde con un periodo de pausa relativa en la actividad tectónica. A techo de la unidad se desarrolla un importante hiato que comprende parte del Aragoniense y el Vallesiense.

Sin embargo, Torres y Zapata (1986c) describen un *Tercer Ciclo Neógeno* (fig. 2.2.4E) en el tercio septentrional de la cuenca, formado por sedimentos fluviales que gradan a calizas lacustres expansivas a techo. La edad atribuida a estos materiales es Vallesiense por correlación con la *caliza del Páramo* de la cuenca de Madrid.

♦ **Unidad V:** Esta unidad (Gómez *et al.*, 1996) es equivalente al tramo 3 de la *Unidad Terminal* (Díaz Molina y Bustillo, 1985), y al *Cuarto Ciclo Neógeno* de Torres y Zapata (1986c). Los afloramientos de esta unidad de edad Turolense presentan un carácter discontinuo, y se localizan en las proximidades de la Sierra de Altomira, así como en las áreas N y S de la cuenca de Loranca (Gómez *et al.*, 1996). En el N, la secuencia está formada por sedimentos fluviales y lacustres, mientras que en el S sólo hay sedimentos lacustres, que alcanzan los 70 m de potencia.

Torres y Zapata (1986c) interpretan que los sistemas de transporte se corresponden con abanicos aluviales de baja eficacia de transporte con áreas fuentes locales cenozoicas (fig. 2.2.4F). Estos abanicos gradan a áreas lacustres-palustres con sedimentación carbonatada o lutítica con caliches (Peralveche).

B) Cuenca de Madrid

La cuenca de Madrid (fig. 2.2.1) es una cuenca intracratónica continental generada por las compresiones alpinas transmitidas desde los bordes de la placa Ibérica, que activan los bordes de la misma durante el Terciario (Sistema Central, la Cordillera Ibérica y los Montes de Toledo). Estas compresiones reactivan una serie de fracturas tardihercínicas desde el Eoceno hasta la actualidad (Álvaro *et al.*, 1979; Portero y Aznar, 1984; Vegas *et al.*, 1986, 1990; Racero, 1988; De Vicente *et al.*, 1996a). Durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior se produce el emplazamiento de la Sierra de Altomira (Díaz Molina y Bustillo, 1985; Rodríguez Aranda *et al.*, 1991), único límite activo de la cuenca de Madrid en el cual no está involucrado el basamento hercínico. La Sierra de Altomira divide a la cuenca de Madrid de la de Loranca durante la mayor parte del Neógeno, influyendo de un modo significativo en la paleogeografía de los sistemas deposicionales que rellenan ambas cuencas.

A grandes rasgos se puede afirmar que en el relleno Neógeno de la cuenca de Madrid se diferencian unas facies marginales clásticas que gradan hacia el centro de la cuenca a facies carbonáticas y/o evaporíticas (Riba, 1957; Junco y Calvo, 1983). Los sondeos y los datos geofísicos revelan que el relleno sedimentario de la cuenca de Madrid es asimétrico (Querol, 1989), alcanzando los 3500 m de potencia en el depocentro asociado a la falla del borde sur del Sistema Central (*cubeta de Alcobendas*). Además, y aunque el límite entre los sedimentos paleógenos y neógenos es difícil de establecer debido a la ausencia de datos bioestratigráficos claros en las columnas de los sondeos, el espesor de los materiales neógenos alcanza los 1000 m en algunas zonas de la cuenca.

Los materiales paleógenos han sido estudiados por Arribas (1982, 1985, 1986a y b) y Arribas y Arribas (1991) en las zonas marginales situadas al NE de la cuenca, presentando su estudio dificultades en el resto de la cuenca de Madrid debido a la escasez de afloramientos. Los

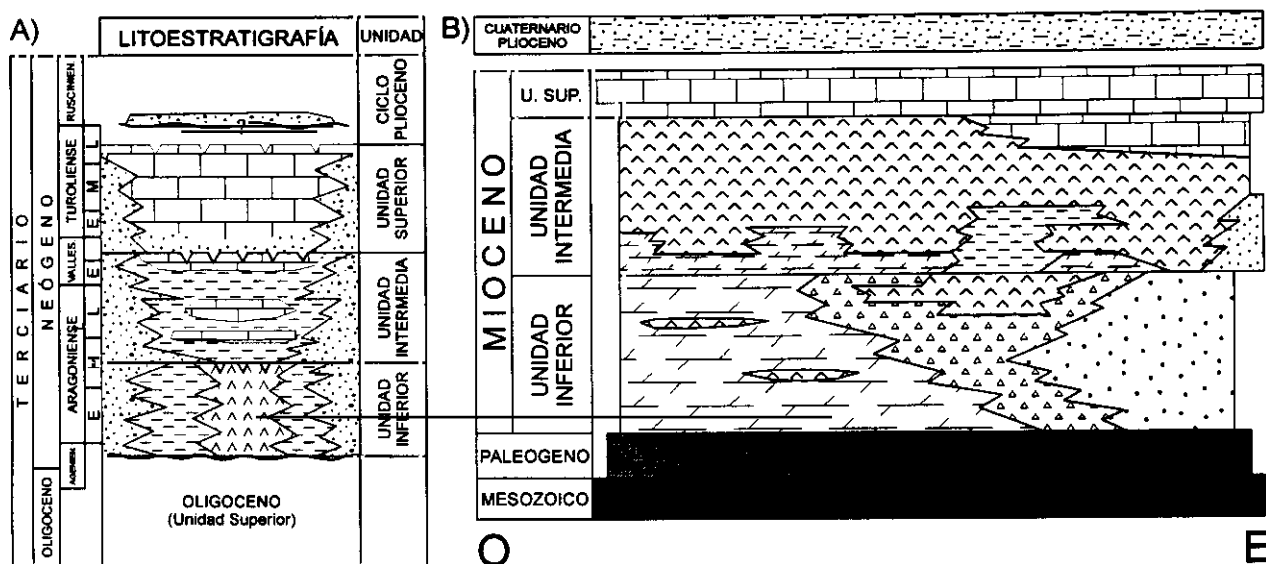


Figura 2.2.6: A) Esquema simplificado del relleno sedimentario del Neógeno de la cuenca de Madrid (Calvo et al., 1991). B) Relaciones de yacencia establecidas para el borde oriental de la cuenca de Madrid en el sector Tarancón - Auñón (Rodríguez Aranda, 1995).

sedimentos neógenos se sitúan discordantes sobre los paleógenos y/o cretácicos en los márgenes de la cuenca, mientras que el contacto es de tipo paraconforme hacia el centro de la misma, tal y como revelan los perfiles sísmicos (Racero, 1988; Querol, 1989).

La estratigrafía general del Neógeno ha sido establecida en numerosos trabajos (Junco y Calvo, 1983; Alberdi et al., 1984; Antunes et al., 1987), que han dividido el registro sedimentario Mioceno en tres *unidades tecto-sedimentarias* (Megías et al., 1983) que son reconocibles en toda la cuenca: *Unidad Inferior*, *Intermedia* y *Superior*.

En la zona de estudio se han desarrollado una serie de trabajos sobre la sedimentología del Neógeno del borde oriental de la cuenca (Rodríguez Aranda, 1995) y en la zona NE de la zona de estudio (Alonso Zarza, 1989; Alonso Zarza et al., 1990a y b) que incluyen interesantes datos y reconstrucciones paleogeográficas.

A continuación se describen brevemente las características más importantes de las principales unidades definidas para el Neógeno en la cuenca de Madrid (figs. 2.2.6 y 2.2.7), poniendo un especial hincapié en los datos paleogeográficos y las relaciones entre tectónica y sedimentación observadas por los diferentes autores dentro de la zona de estudio o en sus inmediaciones.

♦ *Unidad Inferior del Mioceno* (Junco y Calvo, 1983) o *Unidad Salina* (García del Cura, 1979) (fig. 2.2.7A).

Se dispone discordante sobre los materiales paleógenos, a veces formando discordancias progresivas asociadas a los cabalgamientos de la Sierra de Altomira. En el borde oriental de la cuenca de Madrid, Rodríguez Aranda (1995) distingue una gradación desde depósitos detríticos arcillosos y limosos típicos de un ambiente de *llanura lutítica* alimentada por abanicos aluviales procedentes de la Sierra de Altomira, hacia yesos secundarios de reemplazamiento de sales solubles que se depositaron en un ambiente lacustre hipersalino en las zonas más centrales de la cuenca. Estos abanicos muestran un progradación de facies hacia el O, que revela una cierta actividad tectónica de la Sierra de Altomira durante el Mioceno inferior. Sin embargo, hacia el techo de la unidad Inferior, se produce un retraimiento de los abanicos aluviales, compartimentándose los sistemas deposicionales lacustres. Esta compartimentación se desarrolla a favor de fracturas de dirección NE-SO (*zona de falla de Albalate*, Rodríguez Aranda et al., 1995, figs. 2.2.7A y 2.2.8A).

La *Unidad Inferior* del Mioceno se deposita en dos megasecuencias (figs. 2.2.6B), con un primer episodio de progradación de los sistemas de abanicos aluviales procedentes desde los cabalgamientos activos de la Sierra de Altomira, y un segundo episodio de retrogradación de los

sistemas aluviales por la atenuación de la actividad tectónica y consiguiente pérdida de relieve de la sierra (Rodríguez Aranda *et al.*, 1991).

La potencia máxima observable en afloramiento de la *Unidad Inferior* es superior a los 100 m. En el sector nor-oriental de la cuenca de Madrid esta unidad se compone de un apilamiento de depósitos conglomeráticos gruesos en las áreas marginales que gradan a sucesiones lutíticas con canales arenosos y de gravas y carbonatos (Alonso Zarza *et al.*, 1990a). La edad atribuida a esta unidad es Ageniense superior (¿Ramblense? - Aragoniense medio), aunque faltan elementos de datación para un establecimiento fiable con los materiales infrayacentes (Calvo *et al.*, 1993).

♦ *Unidad Intermedia del Mioceno* (Junco y Calvo, 1983) (fig. 2.2.7B).

Presenta notables diferencias con la unidad infrayacente, estando constituida basicamente por carbonatos y yesos, aunque conserva la disposición en orlas concéntricas, con los materiales más detríticos y groseros hacia los bordes de la cuenca. En el borde oriental de la cuenca de Madrid la disposición de los ambientes sedimentarios de esta unidad se corresponde con un cambio neto en las condiciones de sedimentación, que indican una menor aridez del medio (López Martínez *et al.*, 1985) y una expansión de los sistemas lacustres con escaso desarrollo de facies de transición y de borde (Rodríguez Aranda *et al.*, 1991). Estos datos, unidos a la disposición en *on-lap* de los materiales de la *Unidad Intermedia* sobre la *Unidad Inferior* y sobre los materiales Paleógenos y Mesozoicos,

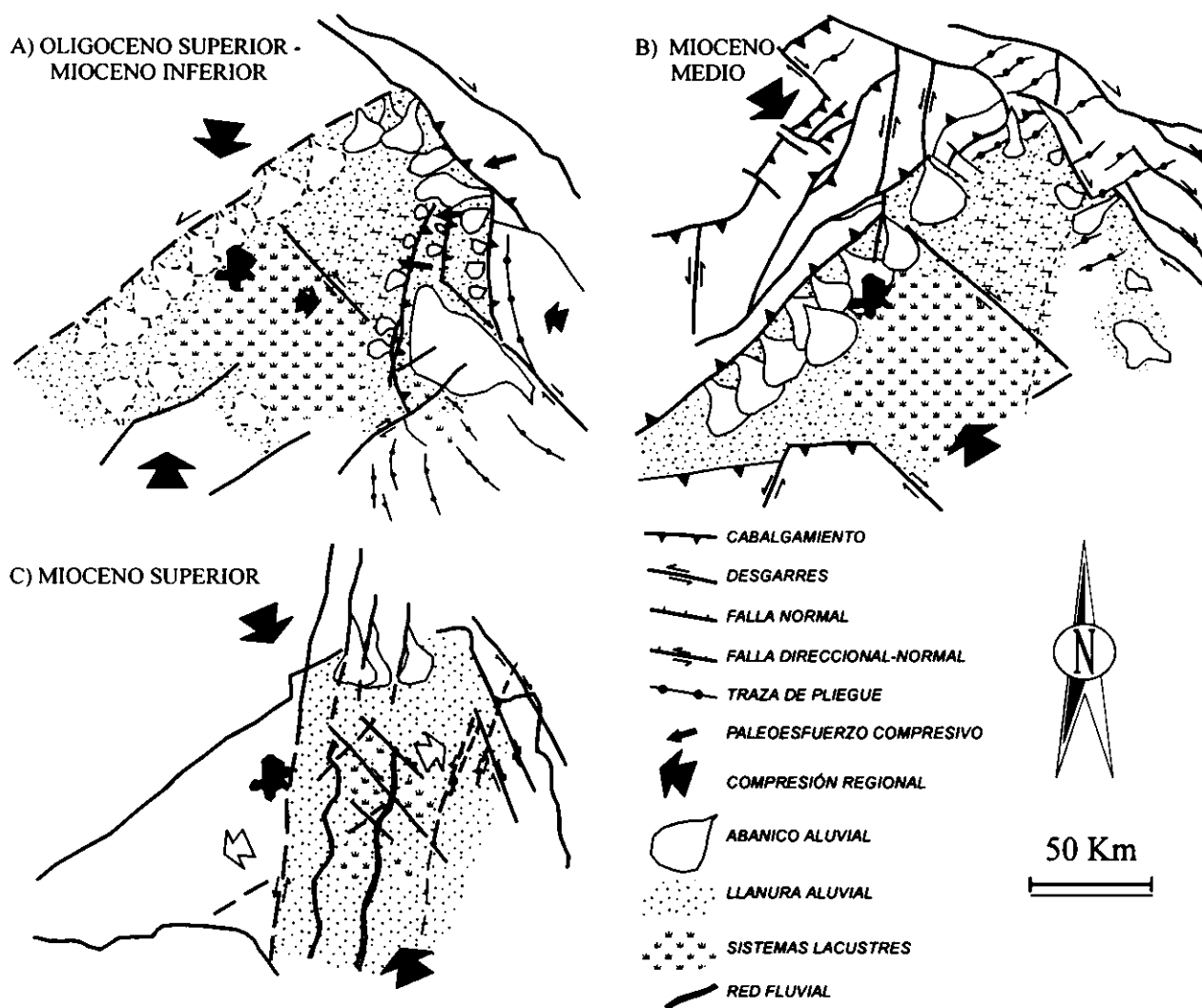


Figura 2.2.7: Evolución estructural y ambiental de la cuenca de Madrid (De Vicente *et al.*, 1996a). A) Oligoceno sup.- Mioceno inf. (datos paleogeográficos del borde oriental de Díaz Molina *et al.*, 1989), B) Mioceno medio y C) Mioceno superior.

indican una inactividad tectónica de los cabalgamientos de la Sierra de Altomira durante la sedimentación de esta unidad (Rodríguez Aranda, 1995).

En la parte oriental de la cuenca de Madrid, la *Unidad Intermedia* consta esencialmente de sistemas lacustres y salinos, con un aumento de las facies carbonáticas hacia el techo de la misma y hacia el NE de la cuenca, a favor de zonas de fractura de dirección NO-SE (Rodríguez Aranda *et al.*, 1995, fig. 2.2.8B). En el sector NE de la cuenca la *Unidad Intermedia* se dispone discordante sobre los materiales previos (*Unidad Inferior*), o bien se refleja mediante una progradación de materiales terrígenos sobre los carbonáticos del techo de la *Unidad Inferior* (Alonso Zarza *et al.*, 1990a).

El techo de la *Unidad Intermedia* culmina con una etapa de expansión lacustre generalizada en régimen endorreico (Calvo *et al.*, 1989b), mientras que la base de la *Unidad Superior* muestra facies fluviolacustres, de carácter exorreico, en la parte oriental de la cuenca de Madrid (Cañaveras *et al.*, 1991). Este cambio se refleja en el desarrollo de un paleokarst de gran desarrollo horizontal y escaso vertical que afecta a los carbonatos y yesos del techo de la *Unidad Intermedia* (Cañaveras, 1994).

En la *Unidad Intermedia* Alonso Zarza *et al.* (1990a) han reconocido en la parte NE de la cuenca dos secuencias positivas constituidas en su base por términos lutíticos haciéndose dominantes los carbonatos hacia techo (fig. 2.2.6A):

A) La *secuencia inferior* es un conjunto margo-arcilloso y calcáreo con niveles de calizas intercalados, a veces de gran espesor. Hacia el S disminuye el espesor de esta unidad y comienzan a aparecer yesos. Este conjunto de facies constituyen una secuencia de relleno positiva atribuible al funcionamiento de sistemas de abanicos aluviales con ápices situados al N de la zona, que, según Alonso Zarza *et al.* (1990a) indican una mayor actividad del Sistema Central y de su enlace con la Cordillera Ibérica como área fuente. Además de las fracturas de dirección NO-SE, el anticlinorio de Pareja parece ejercer un control estructural, ya que hacia el E de dicha estructura aumenta el espesor de los depósitos lacustres que evolucionan a la sedimentación de yesos (Torres *et al.*, 1992; ITGE, hoja nº 537, en prensa).

B) La *secuencia superior* es un conjunto margo arcilloso y calcáreo, con algunas intercalaciones detríticas que hacia el N de la zona de estudio forman secuencias positivas que comienzan con conglomerados y arenas que evolucionan a depósitos arcillosos de llanura aluvial

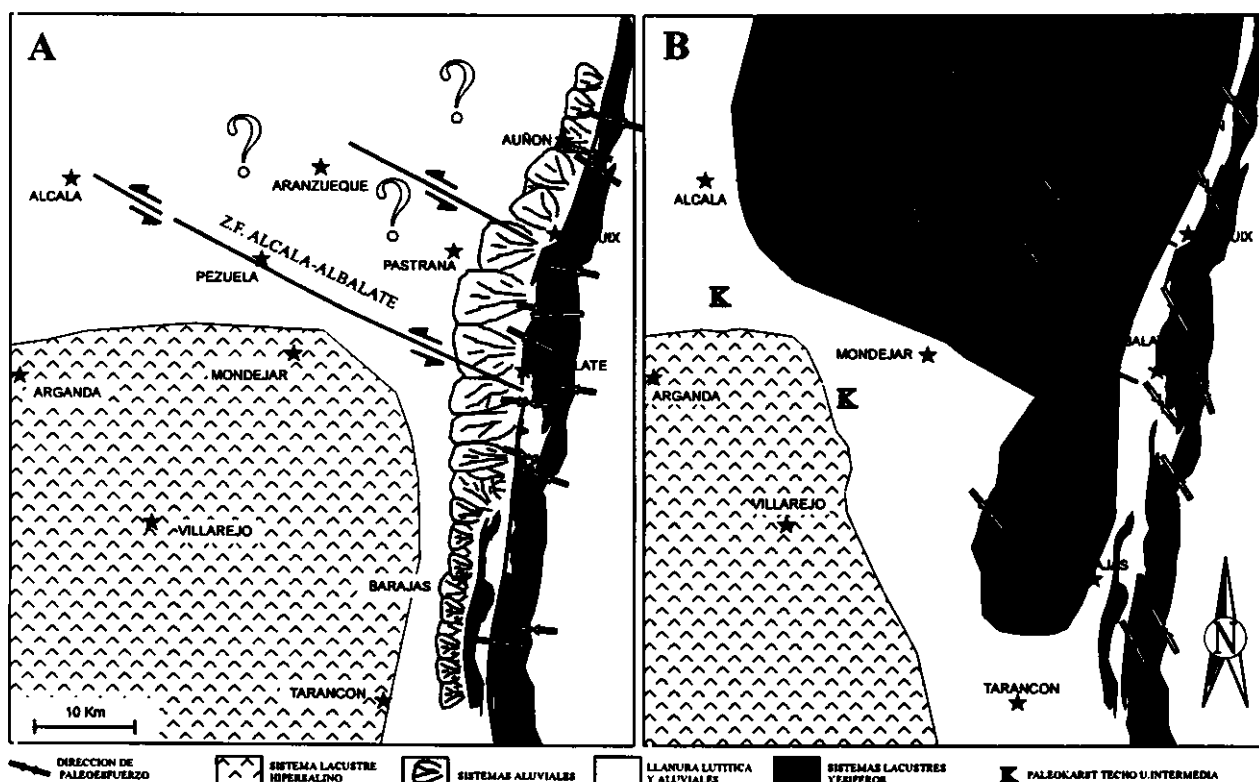


Figura 2.2.8: Esquemas paleogeográficos y estructurales simplificados para el borde oriental de la cuenca de Madrid. A) *Unidad Inferior* (Oligoceno superior-Mioceno inferior), B) *Unidad Intermedia* (Mioceno medio-superior) (modificado de Rodríguez Aranda *et al.*, 1995).

y calizas lacustres (ITGE, hoja nº 537, en prensa). Esta unidad ha sido interpretada como una reactivación de los sistemas aluviales responsables del depósito de la subunidad inferior, situándose los ápices al N y NE de la cuenca (Alonso Zarza *et al.*, 1990a). Para esta segunda secuencia desaparece el control estructural del anticlinorio de Pareja, siendo los relieves mesozoicos del borde occidental de la Cordillera Ibérica los que controlan el depósito de esta secuencia superior (Alonso Zarza *et al.*, 1990a).

♦ **Unidad Superior del Mioceno** (Junco y Calvo, 1983) (fig. 2.2.7C).

Esta unidad representa un nuevo ciclo sedimentario marcado por la irrupción de un conjunto detrítico compuesto por una sucesión de

sedimentos de tamaño fino que se corresponde con la *Red Fluvial Intramiocena* (Capote y Carro, 1968). Estos materiales se corresponden con facies fluvio-lacustres de carácter exorreico en la zona de estudio, y sellan una superficie de paleokarstificación bien desarrollada sobre los niveles carbonáticos generados durante la etapa de expansión lacustre generalizada en régimen endorreico en que culmina la *Unidad Intermedia* (Calvo *et al.*, 1980, 1989; Cañaveras, 1994). Sobre este conjunto detrítico se dispone un conjunto calcáreo de calizas lacustres bien estratificadas y niveles de margas blancas intercaladas que se corresponde con la regionalmente denominada *caliza del Páramo*, cuya potencia máxima (100 m) se sitúa en los afloramientos adosados a la Cordillera Ibérica, en las proximidades de Peralveche.

2.3 - CONTEXTO GEODINÁMICO Y CINEMÁTICO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA DURANTE EL TERCIARIO

La región mediterránea consiste en un conjunto de bloques litosféricos relativamente pequeños que presentan una amplia variedad de geometrías, espesores y propiedades reológicas. Estos bloques se encuentran situados entre dos plataformas continentales de gran tamaño y resistencia (Africa y Eurasia), y su evolución geodinámica se inscribe dentro del marco cinemático regional dominado por los movimientos relativos entre estas dos placas mayores.

Smith (1971) fue el primero que propuso que el movimiento entre Africa y Europa estaba ligado al proceso de apertura Atlántica, por lo que era posible calcular la posición relativa de las placas para una etapa determinada mediante el análisis de las anomalías magnéticas reconocidas en el Atlántico. Posteriormente, y basándose en esta idea, se han desarrollado numerosos trabajos sobre la cinemática de las placas del Mediterráneo occidental, entre los que destacan: Pitman y Talwani (1972); Dewey *et al.* (1973, 1989); Le Pichon *et al.* (1977); Tapponier (1977); Savostini *et al.* (1986); Gealey (1988); Srivastava *et al.* (1986, 1990); Albarello *et al.* (1995). Estos trabajos reconocen dos etapas principales en el movimiento relativo entre Africa y Europa a lo largo del ciclo alpino: A) un proceso divergente entre ambas placas durante el Jurásico-Cretácico y B) un proceso convergente desde el Paleógeno inferior hasta la actualidad.

Durante el proceso de convergencia entre Africa y Europa, se desarrolló en todo el Mediterráneo occidental un sistema de cabalgamientos con geometría de arco con cuencas extensionales en su interior. Aunque casi todo el mundo admite que la compleja estructura del Mediterráneo occidental está condicionada por la geometría irregular del límite entre Africa y Eurasia, existe una mayor divergencia entre los diferentes autores para explicar los procesos litosféricos que han generado las cuencas extensionales sincrónicas con la convergencia.

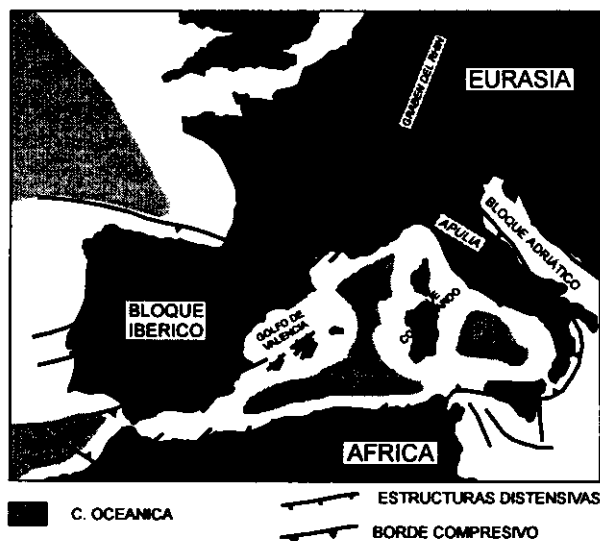


Figura 2.3.1: Geometría de las placas y situación geodinámica actual del Mediterráneo occidental (modificado de Simón, 1990 y Albarello *et al.*, 1995).

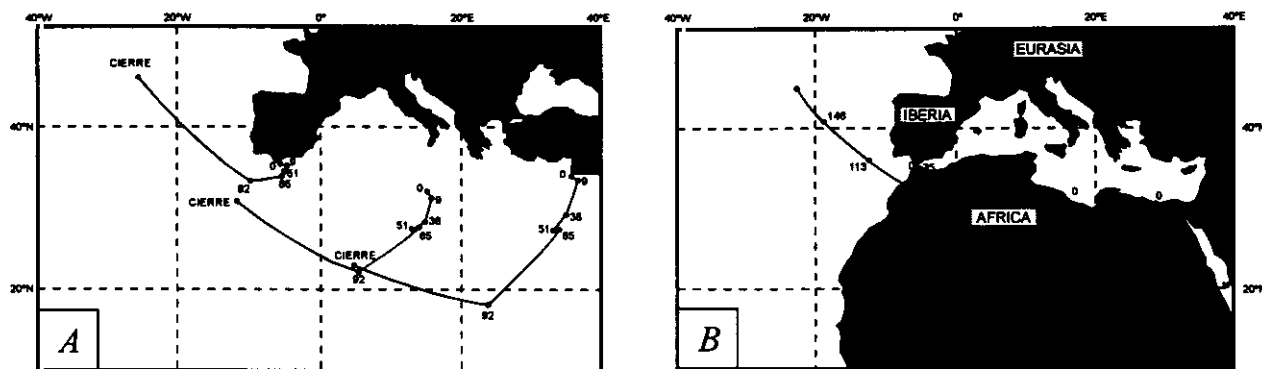


Figura 2.3.2: Reconstrucción de las líneas de movimiento de África respecto a Europa durante el Terciario definidas por A) Dewey *et al.* (1989) y B) Srivastava *et al.* (1990). En ambos modelos Iberia se ha fijado a Europa, para permitir observar las etapas diferenciales de movimiento entre las dos placas mayores. Los números indican la edad en millones de años.

La placa Ibérica se encuentra situada entre las placas Europea y Africana, y mientras que por una parte ha sido desplazada hacia el E por el empuje de la dorsal centroatlántica, por otra ha sufrido la colisión con África y Eurasia durante el proceso de convergencia. Esta colisión se produce de una manera heterogénea tanto espacial como temporalmente, de tal manera que la actividad tectónica entre los márgenes de la placa Ibérica ha ido variando a lo largo del Terciario hasta llegar a la posición actual. En la figura 2.3.1 se muestra cuales son los principales bordes de placa y el esquema de situación geodinámica de la península Ibérica.

Aunque los modelos cinemáticos propuestos por diferentes autores para el Mediterráneo Occidental coinciden a grandes rasgos, se aprecian algunas diferencias entre ellos. Por una parte, algunos trabajos se caracterizan porque las trayectorias de las placas sufren cambios drásticos en sus orientaciones a lo largo del tiempo (Savostini *et al.*, 1986), mientras que los trabajos más recientes se observa una tendencia al diseño de trayectorias de movimientos entre las placas más suave y menos excéntrica (fig. 2.3.2, Dewey *et al.*, 1989). Por otra parte, en los últimos modelos cinemáticos desarrollados se intenta abordar el problema del posible movimiento diferencial entre el *Bloque Ibérico* y las dos placas mayores con el objetivo de mejorar los ajustes de las reconstrucciones y explicar las estructuras y actividad tectónica en los bordes N y S de la placa Ibérica desde el Eoceno hasta la actualidad (Srivastava *et al.*, 1990; Albarello *et al.*, 1995).

El movimiento relativo entre África y Eurasia ha cambiado a lo largo del tiempo,

distinguiéndose para el Terciario una serie de etapas principales dentro del acortamiento generalizado en dirección N-S, cuyos límites cronológicos están definidos por las anomalías magnéticas en los océanos (Dewey *et al.*, 1989; Srivastava *et al.*, 1990). Así se han distinguido cinco episodios de movimiento diferencial entre África y Eurasia durante el Terciario y el Cuaternario (fig. 2.3.2):

- ♦ Paleoceno (65 Ma) - Eoceno inf. (51 Ma)
- ♦ Eoceno inf. (51 Ma) - Oligoceno inf. (38 Ma)
- ♦ Oligoceno inf. (38 Ma) - Mioceno inf. (19 Ma)
- ♦ Mioceno inf. (19 Ma) - Mioceno sup. (9 Ma)
- ♦ Mioceno sup. (9 Ma) - Actualidad.

A continuación se van a describir brevemente las principales etapas en la cinemática del Mediterráneo occidental, a partir de las reconstrucciones realizadas por diferentes autores, poniendo especial hincapié en el proceso de convergencia entre el Terciario y la actualidad. En



Figura 2.3.3: Reconstrucción de la cinemática de las placas desde el Aptiense hasta el Cretácico sup. (modificado de Srivastava *et al.*, 1988 en Malod y Mauffret, 1990).

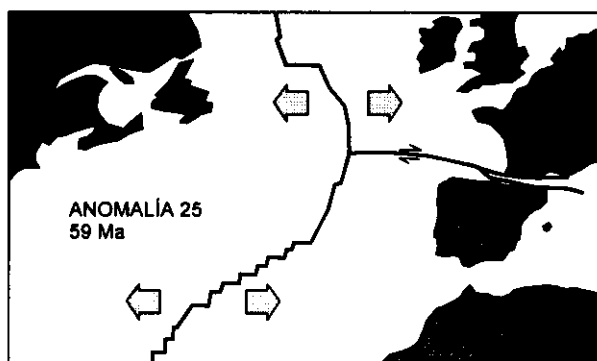


Figura 2.3.4: Reconstrucción de la cinemática de las placas para el Paleoceno (anomalía 25, 59 Ma) según Srivastava et al. (1990).

esta descripción sólo se enumeran los principales rasgos geológicos que se encuentran asociados al movimiento de las placas, ya que el desarrollo exhaustivo de las relaciones entre la cinemática de las placas y las estructuras geológicas desarrolladas en el interior de la península Ibérica, y los esfuerzos que las generan se desarrolla y discute en el capítulo 10.

3.2.1 - JURÁSICO (175 Ma) - PALEOCENO (66.7 Ma)

Entre los 175 y los 118 Ma (anomalía M0), el movimiento relativo de África respecto a Europa fue de tipo *strike-slip* y sentido de movimiento sinestroso, correspondiendo este movimiento a la separación de África y Norteamérica y a la apertura del Océano Atlántico Central (Gealey, 1988; Dewey et al., 1989). En esta época, la separación no había comenzado ni en el Atlántico norte ni en el Atlántico sur, aunque sí lo había hecho el *rifting* (Pindell et al., 1988). A partir de la anomalía M-0 (118 Ma) hasta la anomalía 34 (84 Ma) el movimiento entre Eurasia y África comenzó a cambiar hacia una compresión de dirección NE.

La datación exacta de este cambio es difícil de realizar debido a la ausencia de inversiones magnéticas de gran escala durante este intervalo (*Cretaceous Quiet Zone*). En el Atlántico norte, se inició la separación de Iberia de Norteamérica por la apertura de la zona de fractura de Azores-Gibraltar (Gealey, 1988), lo que marcó el comienzo de un movimiento diferencial entre el Atlántico norte y el central. Dewey et al. (1989) sugieren una edad de 92 Ma (límite Cenomaniense-Turonense) como fecha apropiada para este cambio,

continuando el acercamiento entre Europa y Eurasia de un modo más o menos homogéneo hasta aproximadamente el comienzo del Terciario (anomalía 30).

2.3.2 - PALEOCENO (66.7 Ma) - EOCENO INFERIOR (51 Ma)

Poco después de la anomalía 30, en el Paleoceno más inferior, el movimiento entre África y Eurasia cambió de nuevo, disminuyendo drásticamente la convergencia, con lo que el movimiento entre los dos continentes comenzó a ser algo errático (Dewey et al., 1989). Este proceso se correlaciona de con un cambio en la orientación de la zona de fractura de Charlie-Gibbs, la presencia de volcanismo en el Atlántico NE (Thule), así como una renovada subsidencia y sedimentación en algunas zonas del Mar del Norte (Ziegler, 1975).

No obstante, Dewey et al. (1989) sugieren que la aparente complejidad de los movimientos relativos entre África y Europa en esta época puede ser una consecuencia de los errores relacionados en la combinación de los parámetros de rotación del Atlántico norte y central. Sin embargo, a partir de la anomalía 24 (55 Ma) se puede reconstruir con más claridad el movimiento de África, la cual recupera su movimiento hacia el N manteniendo un azimut respecto a Eurasia N a NNE que va a continuar hasta el Mioceno superior.

2.3.3 - EOCENO INFERIOR (51 Ma) - OLIGOCENO INFERIOR (38 Ma)

En el Eoceno inferior se produce un cambio significativo en la cinemática de las placas del Mediterráneo Occidental, ya que a partir de la anomalía 21 (51 Ma) África continúa su movimiento hacia el N, con una dirección de convergencia con Eurasia de N-S a NNO-SSE. Según Srivastava et al. (1990), Iberia se movía formando parte de África durante este periodo, al menos hasta el Eoceno superior (fig. 3.3.5A). Este acercamiento entre Iberia y Europa durante el Eoceno se transmitió desde el borde N hacia el interior de la placa Ibérica, generándose los Pirineos, y una subducción parcial de la placa Ibérica bajo la Europea (ECORS, 1988; Roure et al., 1989; Suriñach et al., 1993), a pesar de que no había un volumen importante de corteza oceánica previa. A lo largo del Eoceno la compresión migró hacia el O a lo largo del margen cantábrico, donde

se produjo subducción parcial de la corteza oceánica del golfo de Vizcaya por debajo de Iberia (Boillot, 1984).

2.3.4 - OLIGOCENO INFERIOR (38 MA) - MIOCENO SUPERIOR (9.5 MA)

Desde el Oligoceno inferior en adelante, el movimiento entre Africa y Eurasia se mantuvo más o menos constante según una dirección N-S a NNE-SSO. No obstante, es posible diferenciar una serie de etapas dentro de este periodo en relación a la actividad diferencial en los márgenes de la placa Ibérica y de otras placas menores dentro del Mediterráneo occidental (Córcega, Cerdeña, Apulia). El hecho más significativo que se aprecia este periodo es que, según Srivastava *et al.* (1990), Iberia fue una placa independiente entre el Eoceno superior (43 Ma) y el Oligoceno superior (≈ 24 Ma), existiendo una actividad compresiva en los márgenes N (acortamiento N-S entre Iberia y Eurasia) y S (comienzo progresivo del acercamiento entre Iberia y Africa según una dirección NO-SE, fig. 2.3.5B). De este modo se distinguirían tres subepisodios en relación a la placa Ibérica, dentro de la convergencia N-S entre Africa y Eurasia:

A) Oligoceno inf. (38 Ma) y el Oligoceno sup. (24 Ma). Durante este periodo se produce un acercamiento N-S entre Iberia y Eurasia, que va acompañado de un progresivo acercamiento entre Iberia y Africa. Este proceso produce la continuación de la deformación en los Pirineos y en el margen cantábrico, si bien más atenuado que en la etapa anterior. También durante este periodo comienzan los procesos de extensión en Europa central y Mediterráneo occidental a través del valle del Rhin (Boillot *et al.*, 1984). Esta extensión conlleva la apertura del Golfo de Lyon, con la rotación antihoraria de Córcega y Cerdeña, así como la apertura del Golfo de Valencia y la subsecuente rotación y desplazamiento de las islas Baleares (Fontboté *et al.*, 1990; Vegas, 1992b).

B) Oligoceno sup. (24 Ma) - Mioceno inf. (19 Ma). A partir del Oligoceno superior se produce una disminución progresiva de la convergencia en el margen N entre Iberia y Eurasia, debido al progresivo apilamiento de unidades corticales en los Pirineos, hasta la práctica soldadura de ambas placas (Anadón *et al.*, 1989). En este momento, la máxima convergencia se traslada al margen meridional de la Península Ibérica, edificándose las partes internas del sistema Bético-Balear (Sanz de

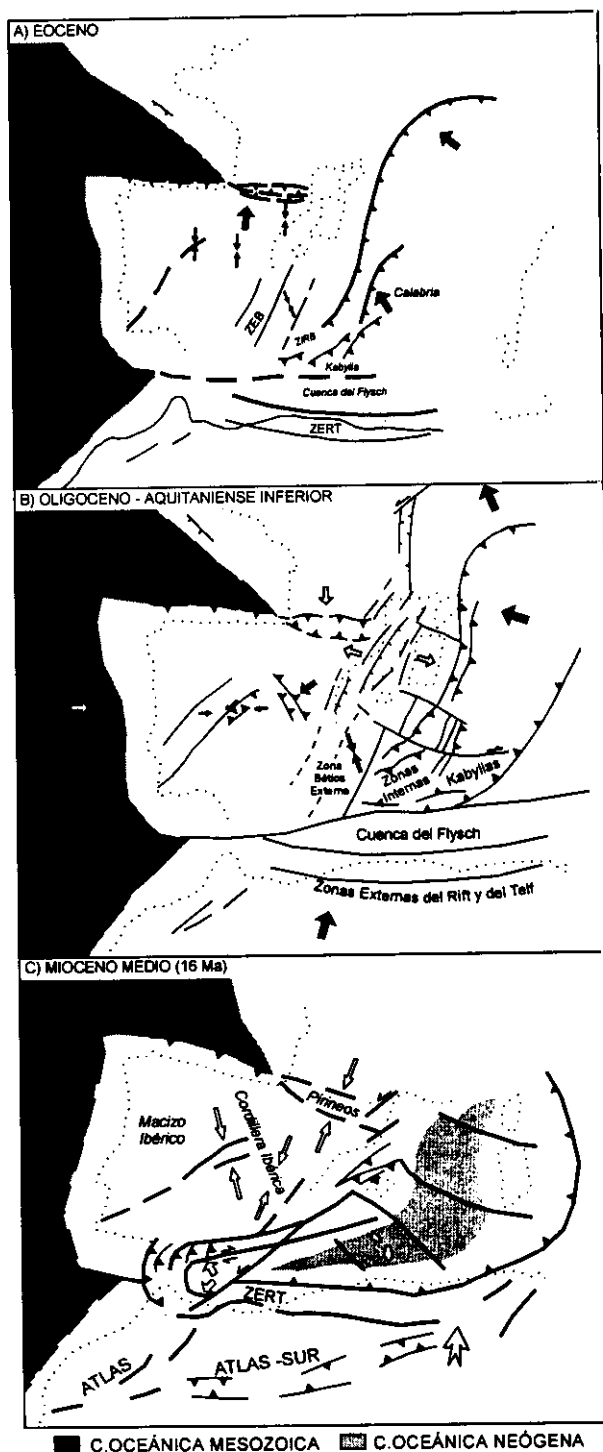


Figura 2.3.5: Reconstrucción de la geometría y cinemática de las placas en el Mediterráneo Occidental durante: A) el Eoceno, B) Oligoceno - Aquitaniense inferior, y C) Mioceno medio (modificado de Sanz de Galdeano, 1996).

Galdeano, 1990) mediante un complejo sistema de cabalgamientos emplazados tanto hacia el NNO como al O (Platt y Behrmann, 1986; García Dueñas *et al.*, 1987). De un modo sincrónico, continúan los procesos extensivos asociados a la rotación del bloque corso-sardo y la apertura de la cuenca

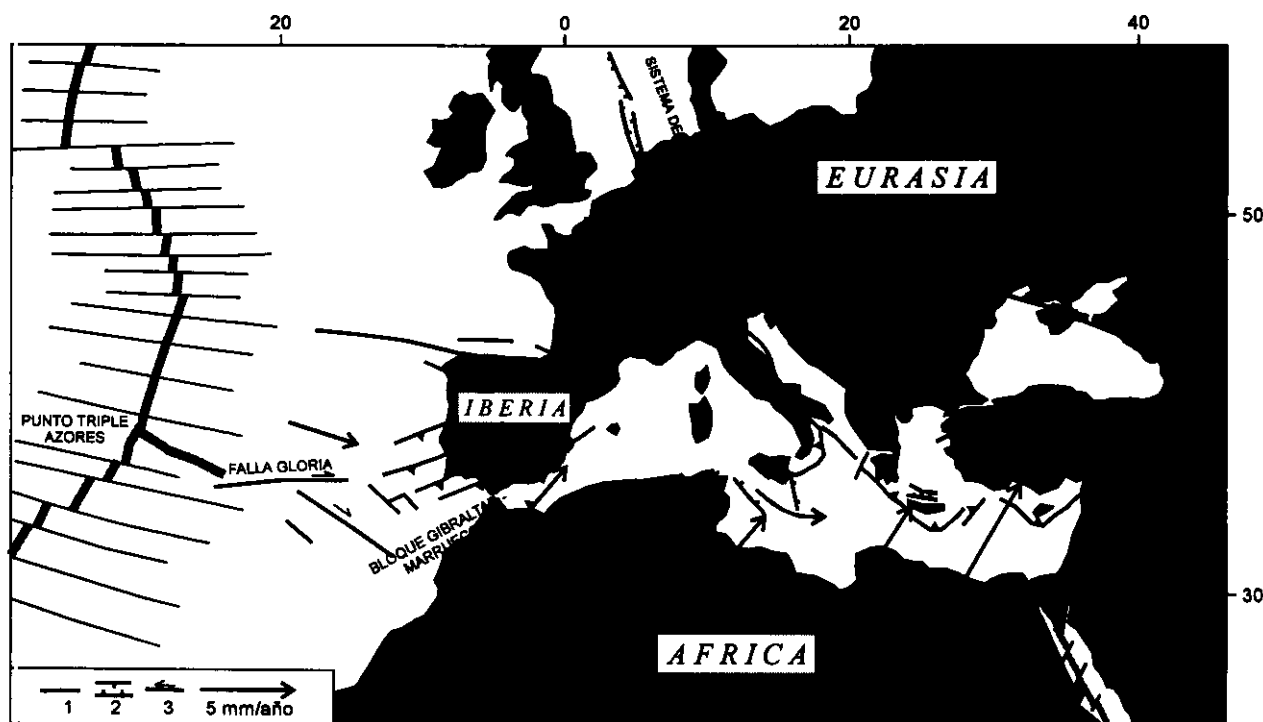


Figura 2.3.6: Geometría de las placas, y movimientos relativos de los bloques Africano y Europeo respecto a Eurasia para el momento actual en la región Mediterránea (modificado de Albarello *et al.*, 1995).

provenzal (Rehault *et al.*, 1984) en la parte oriental de la península.

C) Mioceno inf. (19 Ma) - Mioceno sup. (9 Ma). Dewey *et al.* (1989) detectan un pequeño cambio en el movimiento de las placas Europea y Africana relacionado con el cese de la rotación de Córcega y Cerdeña, y el comienzo en todo el Mediterráneo occidental de la deformación compresiva. Desde el Mioceno inferior hasta el Mioceno superior continúa el acercamiento entre Iberia y Africa según una dirección NO-SE, que conlleva la expulsión hacia el O de las zonas internas Bético-Rifeñas (Andrieux *et al.*, 1971; Sanz de Galdeano, 1983, 1990, 1996, fig. 2.3.5C), cuyo avance causa deformaciones en las zonas externas y en las Baleares que empiezan en el Burdigaliense, transmitiéndose al Golfo de Valencia, donde se desarrolla una cierta inversión tectónica (Fontboté *et al.*, 1990; Banda y Santanach, 1992).

2.3.5 - MIOCENO SUPERIOR (9 Ma) - ACTUALIDAD

En el Mioceno superior (anomalía 5), se produce un drástico cambio en la dirección de acercamiento entre las placas Europea y Africana, que pasa a ser claramente NO-SE (Dewey *et al.*,

1989). Sin embargo, Albarello *et al.* (1995) han propuesto recientemente una hipótesis según la cual el movimiento relativo entre Eurasia y Europa Occidental que separó estos dos bloques durante el Oligoceno-Mioceno a través del sistema de graben del Rhin, está aún funcionando de un modo reducido.

Estos autores proponen que el límite entre la zona móvil de Eurasia y Africa puede ser localizado en el cinturón Azores-Gibraltar, y asumen que sólo la región denominada como *Bloque Ibérico* (fig. 2.3.6) se mueve independientemente de Eurasia a favor de la discontinuidad que va desde los Pirineos hasta la dorsal Atlántica. No obstante, y aunque existe sismicidad moderada en el área de la hipotética discontinuidad próxima a la península Ibérica (Bufo *et al.*, 1988; Udías y Bufo, 1991), esta actividad no parece suficiente para acomodar la deformación de 4 mm/año que predice la solución cinemática propuesta.

Por este motivo, Albarello *et al.* (1995) suponen que la deformación en esta zona se resuelve en parte a través de la sismicidad, y en parte a través de deformación menor distribuida a lo largo del graben del Rhin, Mar del Norte e Islandia, así como en el cinturón de Azores-Gibraltar.

La solución cinemática que muestra la figura 2.3.6, presenta dos vectores de convergencia independientes entre Iberia y las dos placas mayores (Eurasia y Africa):

A) N110E con Europa (4.4 mm/año): Con este vector de movimiento, el margen pirenaico funcionaría como una zona inverso-direccional dextrosa, tal y como sugieren los esfuerzos recientes y actuales (Grellet *et al.*, 1993)

B) N140E con Africa (entre 4.4 y 5.3 mm/año): Según este modelo cinemático, la convergencia frontal entre Iberia y África produce deformaciones distribuidas en una amplia zona que se extiende por la península Ibérica, Baleares, el Magreb y el Atlántico. Entre estas fallas se forman cuñas, y la deformación se acomoda mediante su extrusión lateral hacia zonas menos comprimidas (Tapponier, 1977, Philip, 1987; Buform *et al.*, 1988; Vegas, 1992a; Rebaï *et al.*, 1992; Royden, 1993; Medina, 1995).

3 - METODOLOGÍA DEL ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL FRÁGIL

3.1 - INTRODUCCIÓN

En este capítulo se describe la metodología más común, utilizada en los análisis de la deformación frágil, para la obtención de los estados puntuales de paleoesfuerzos responsables de la formación de una población de fallas. Una vez calculados estos paleoesfuerzos puntuales, el siguiente paso es separarlos en rangos de actividad temporal, lo que permite reconstruir la evolución de los esfuerzos en el tiempo mediante representaciones espaciales de su distribución (campos de paleoesfuerzos) para cada lapso temporal.

En el repaso a la metodología se describen algunos criterios prácticos relevantes utilizados

durante la medida de fallas en el campo y, posteriormente, se describen los métodos de análisis poblacional de fallas utilizados, discutiendo algunos aspectos de la interpretación de sus resultados. También se aborda en este capítulo la representación de los resultados mediante la construcción de mapas de paleoesfuerzos y de trayectorias de esfuerzos.

Por último se hace una revisión del estado actual de conocimiento respecto al carácter de neoformación / reactivación de una población de fallas en referencia al tensor que las origina, desde criterios geométricos, mecánicos y dinámicos.

3.2 - CRITERIOS PRÁCTICOS PARA LA OBTENCIÓN DE LOS DATOS EN EL CAMPO

Aunque existen numerosas estructuras de carácter mesoscópico y microscópico útiles para obtener direcciones de paleoesfuerzos, en nuestro caso sólo hemos utilizado las poblaciones de fallas debido a que son las únicas estructuras observables en el campo que proporcionan, tanto la orientación de los esfuerzos principales, como las magnitudes relativas de los mismos. No obstante, durante las campañas de campo se han recogido otros datos estructurales (planos de S_0 , picos estilolíticos, cantos estriados, grietas de tracción, ejes de pliegues,...), los cuales han sido tenidos en cuenta para:

- a) Interpretar los resultados de los métodos de análisis poblacional de fallas.
- b) Como criterio de búsqueda de las soluciones en los métodos de inversión.
- c) Caracterizar las macroestructuras desde un punto de vista cinemático.

No se ha abordado en este trabajo el estudio de las diaclasas, debido a que, incluso en las zonas menos deformadas (cuencas terciarias), se han encontrado suficientes fallas con estrías, además de que su estudio requiere una sistemática y metodología propias que exceden los objetivos de esta tesis (Arlegui, 1996).

Es de destacar la importancia del análisis de paleopiezómetros a partir de las maclas de calcita

(Lacombe *et al.*, 1990), especialmente en relación a la obtención de las magnitudes absolutas de los esfuerzos principales. No obstante, algunos datos puntuales obtenidos en las proximidades de la zona de estudio (García Cuevas *et al.*, 1995), confirman que, aunque esta técnica proporciona buenos resultados, no detecta todos los episodios deducidos mediante el análisis de la fracturación. Esto es debido a que para su aplicación son necesarias unas condiciones litológicas concretas, que no están presentes en la mayor parte del área de estudio, y unos rangos de temperatura y de magnitud de esfuerzos definidos.

3.2.1 - SENTIDO DE MOVIMIENTO

La obtención del sentido de movimiento de las fallas medidas en el campo resulta de vital importancia para el cálculo de los tensores de paleoesfuerzo. De otro modo, hay que recurrir a una serie de artificios, los cuales aumentan la incertidumbre de la solución, y, además, pueden llegar a soluciones ficticias. Así, en estos casos resulta común introducir la orientación de los planos de falla y de las estrías con la posibilidad de movimiento en los dos sentidos (Etchecopar, 1984), o bien, la aplicación de modelos teóricos como el *modelo de deslizamiento* (Reches, 1983), capaces de asignar un sentido de movimiento teórico a cada

par falla-estría en función de sus características geométricas. No obstante, ambas aproximaciones presentan el problema de que permiten calcular los estados de paleoesfuerzo / deformación a partir de fallas con sentido de movimiento contrario al que realmente han tenido.

Para la primera aproximación el caso más peligroso se produce cuando existen procesos de inversión tectónica o de esfuerzos permutados, ya que el programa de cálculo optará por una única solución mayoritaria.

En el caso del modelo de deslizamiento (Reches, 1983), hay que tener en cuenta que, al tratarse de un modelo teórico no es aplicable en determinadas condiciones mecánicas (valores de fricción extremadamente bajos o altos). Además, para las fallas direccionales, la variación de unos pocos grados en la medida ($<5^\circ$), permite una clasificación de la falla en el campo teórico con sentido de movimiento contrario.

Además de los criterios macroestructurales, como son los saltos estratigráficos o los pliegues de arrastre, resultan fundamentales las morfologías asimétricas observables sobre la superficie del plano de falla (fig. 3.2.1). La mayor parte de estos criterios que se utilizan se describen como "positivo" o "negativo" en función de la sensación de fricción que se produce cuando el observador mueve la mano en los dos sentidos opuestos sobre la superficie de la falla paralelamente a la dirección de la estría (Angelier, 1994). Así, un criterio

"positivo" significa que el movimiento más fácil de la mano (menor fricción) corresponde al sentido real de desplazamiento del bloque ausente. Un criterio "negativo" significa que cuando la mano se mueve en el mismo sentido que el bloque ausente, la fricción que se siente es mayor. A continuación se describen los principales criterios de determinación del sentido de movimiento observables sobre los plano de falla que se han tenido en cuenta durante la recogida de datos, así como el grado de fiabilidad de los mismos que otorga Angelier (1994), y el que se asigna en este trabajo.

a) **Escalones de acrección de minerales ("accretionary mineral steps")**. Se desarrollan debido al crecimiento de fibras minerales que cristalizan durante el deslizamiento. Este criterio es uno de los más comunes encontrados, siendo la mayoría de calcita y de yeso. Este criterio es "positivo" y su grado de fiabilidad es del 100% cuando aparecen los dos extremos de las fibras minerales.

b) **Marcas de arrastre tectónico ("tectonic tool marks")**. Están producidas por cantos u otros clastos, y se pueden observar bien en relieve, o bien como hendiduras asimétricas en función de la cara que se observe. El marcador puede presentar tamaños variables, siendo en nuestro caso el más común la presencia de un pequeño grano de cuarzo, que puede estar presente o no en el extremo final de la marca. El criterio tiene una fiabilidad del 100% si el marcador está presente, y un 85% aproximadamente si esta ausente, y tiene un carácter "negativo".

c) **Planos de Riedel**. Suelen intersectar las superficies de las fallas, formando ángulos de entre 5° y 25° con las mismas, y el sentido de movimiento, cuando se puede observar, es el mismo que el del plano principal. Las intersecciones con el plano de falla son perpendiculares a la dirección de la estría. Este criterio puede ser ambiguo (fiabilidad del 75%), especialmente cuando se desarrollan lentejones de cizalla ("shear lenses") en la superficie de la falla, o bien porque se pueden confundir con fracturas de cizalla conjugadas al plano de falla. Por este motivo sólo se ha utilizado cuando no existían los criterios más fiables. Tiene un carácter "negativo", debido a la cresta del dihedro agudo formado por el plano principal y el de Riedel.

d) **Picos o lineaciones estilolíticas (escololitos)**. Se producen por fenómenos de disolución por presión en facetas sujetas a fricción, proporcionando un criterio fiable al 100%, siendo un criterio típicamente "negativo". Este criterio es,

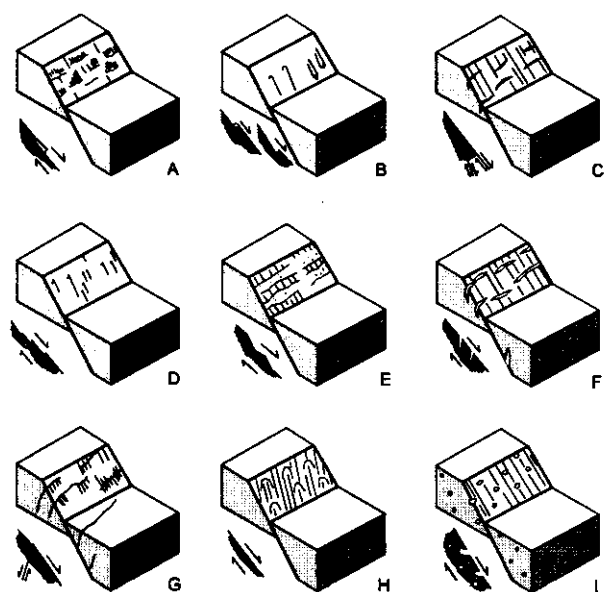


Figura 3.2.1: Criterios para determinar el sentido de movimiento sobre el plano de falla descritos en el texto (modificado de Angelier, 1994).

junto con los escalones de acrección, el más abundante en materiales carbonatados, siendo común el observar sobre un mismo plano de falla fibras de recrecimiento de calcita (en facetas que se abren durante el movimiento) y picos estilolíticos (en las facetas que se cierran). La transferencia de carbonato es facilitada por la circulación de fluidos, y Angelier (1994) remarca que tales movimientos de fallas corresponden a "*creep*", ya que los fenómenos de disolución por presión necesitan un lapso de tiempo para que se produzcan, de un modo contrario a lo que sucede durante el movimiento de las fallas sísmicas.

e) Facetas pulidas y rugosas. Las primeras sufren fricción, mientras que las segundas se abren durante el movimiento de la falla, debido a que ésta presenta una superficie alabeada. Este criterio, aunque se ha observado en todo tipo de rocas, ha sido especialmente útil en rocas detríticas (areniscas y arcillas) donde no se producen fenómenos de disolución por presión. Las facetas pueden tener formas variadas, presentando en muchos casos un eje largo perpendicular a la dirección de deslizamiento. Se trata de un criterio positivo y fiable en un 80% de los casos. Las facetas que sufren fricción pueden estar pulidas y estriadas, mientras que las facetas que se abren son rugosas, o bien pueden estar cubiertas con fragmentos de roca, óxidos de hierro o minerales cristalizados (calcita, cuarzo, etc.).

f) Grietas de tensión ("*tension gashes*"). Su intersección con la superficie de la falla es aproximadamente perpendicular a las estrías, y forman un ángulo agudo (entre 30 y 50°) con la superficie de la falla, por lo que las crestas correspondientes definen una polaridad "*negativa*". Es un criterio fiable al 70%, sobre todo cuando es observable tanto en el plano de falla como en una sección oblicua o perpendicular al mismo. Al igual que los planos de Riedel, sólo se ha utilizado cuando no existían otros criterios más fiables.

g) Fracturas de cizalla conjugadas. Son pequeñas fallas conjugadas que se forman a 40-70° de la principal. Son un criterio negativo y fiable al 70%. Al igual que los planos de Riedel y las grietas de tensión, la interacción de tales formas sobre el plano principal es perpendicular a la dirección de la estría.

h) Otros criterios. Aunque son interesantes, su uso es menor, y en algunos casos son ambiguos (i.e. lentejones de cizalla o bloques rotados a lo largo de la falla). Se puede hacer mención a las marcas parabólicas que se encuentran comúnmente en fallas pulidas, que definen un criterio positivo incluso en la ausencia de relieve. Existen otros

criterios no utilizados en este trabajo descritos por Angelier (1994) que, dado que son demasiado numerosos y muy dependientes del tipo de roca (ej. burbujas de lava deformadas), no van a ser descritos.

3.2.2 - CRONOLOGÍA DE LOS EPISODIOS DE FRACTURACIÓN

La datación de las estructuras, que posteriormente se utilizan para la reconstrucción de los paleoesfuerzos, es el dato fundamental para acotar la edad de éstos. El tipo de datación depende mucho de las litologías y de las condiciones concretas de cada zona estudiada. Afortunadamente, en nuestro caso se ha dispuesto de un registro sedimentario pre, sin y post-tectónico lo suficientemente completo y bien conocido, tanto desde un punto de vista sedimentológico como cronológico, lo que ha facilitado enormemente la labor de datación de las estructuras.

Se han utilizado dos tipos de criterios para asignar los estados de paleoesfuerzos puntuales a una serie de intervalos temporales diferentes: *sedimentarios* y *estructurales*. Esta clasificación temporal es la que ha permitido construir los diferentes campos de paleoesfuerzos que se describen en los capítulos 6 y 9.

A) Criterios Sedimentarios

I) Edad mínima de actuación. Se trata de un criterio inequívoco, y se define por la edad más reciente de los materiales en los que se han medido los datos microestructurales. Este criterio ha sido el de aplicación más generalizada, y ha permitido separar en la escala temporal el rango de aparición de las estructuras asociadas a un determinado campo de paleoesfuerzos. Para ello ha sido necesario situar de un modo preciso la posición espacial y estratigráfica de cada estación de análisis, poniendo especial hincapié respecto a las discontinuidades primarias que aparecen en el registro sedimentario que se describen en los capítulos 2 y 6.

II) Edad máxima de actuación. Este criterio es complementario al anterior, y define cual es la edad máxima de actuación de un estado de esfuerzos, cuando las estructuras se encuentran fosilizadas por unidades sedimentarias posteriores. No obstante este criterio es menos inequívoco que

el anterior, dado que siempre cabe la duda de que puede haber otras causas (por ejemplo reológicas) que no permitan el desarrollo de las estructuras en los materiales posteriores.

B) Criterios Estructurales

I) Relaciones cronológicas relativas entre las diferentes estructuras observadas en el campo. Este criterio sólo es aplicable cuando las poblaciones de fallas son politensoriales, y si existe una relación temporal clara entre las estructuras asociadas a un tensor de esfuerzos y las estructuras asociadas a otro. Cuando se cumplen estas dos condiciones previas, sólo se ha asignado una edad relativa a los tensores de paleoesfuerzos si las relaciones temporales relativas eran *siempre* en el mismo sentido. Esto se ha considerado así porque en numerosas estaciones han coexistido diferentes tipos de movimiento en los mismos planos y las relaciones temporales entre éstos se daban en los dos sentidos. En estos casos, no se ha realizado un conteo de la proporción, y se ha asumido que los dos tipos de esfuerzos han debido de actuar alternativamente. Esto puede deberse tanto a la descomposición en diferentes estructuras de un campo de esfuerzos regional, como a la permutación entre los ejes principales de esfuerzos, tal y como se describe más adelante.

Entre los tipos de relaciones más comunes encontrados, destacan la existencia de cortes de estructuras previas por fallas tardías, la presencia de planos de falla con varios juegos de estrías con

relación de corte entre ellas, y el reaprovechamiento de estructuras previas (por ejemplo, superficies de estratificación en un flanco de un pliegue) rejugadas como planos de deslizamiento.

Las relaciones cronológicas relativas se han utilizado para completar las relaciones temporales entre los diferentes estados de paleoesfuerzo en los casos, afortunadamente poco comunes, en los que aparecían poblaciones politensoriales en materiales la misma edad y no había un registro sedimentario que permitiera establecer las diferentes edades mínimas de actuación.

II) Correlación entre los datos meso y macroestructurales. Para poder realizar una correlación entre los datos a escala de afloramiento y cartográfica, resulta imprescindible caracterizar las macroestructuras desde un punto de vista mesoestructural y, posteriormente, clasificar los tensores cronológicamente a partir de dos vías diferentes, algunos de cuyos ejemplos se muestran en los capítulos 6 y 9:

1) Relaciones cartográficas claras entre estructuras caracterizadas mesoestructuralmente.

2) Relaciones entre macroestructuras caracterizadas mesoestructuralmente y unidades sedimentarias sintectónicas datadas. El ejemplo más claro de este tipo de relaciones lo constituyen las discordancias progresivas desarrolladas a favor de los cabalgamientos, tal y como sucede en las proximidades de Pareja o de Barajas de Melo (cap. 4).

3.3 - MÉTODOS DE ANÁLISIS POBLACIONAL DE FALLAS UTILIZADOS Y MARCHA ANALÍTICA SEGUIDA

Desde finales de los años 70, se ha venido desarrollando una metodología de análisis de las poblaciones de fallas que consiste en el desarrollo de numerosos métodos (numéricos, gráficos geométricos y mecánicos) para obtener los paleoesfuerzos que activaron las fallas que se observan en el campo.

De todos estos métodos, los que más desarrollo y difusión han alcanzado han sido los que están basados en las relaciones entre esfuerzo y deslizamiento descritas por Wallace (1951) y por Bott (1959).

Desarrollo histórico de los métodos de inversión

Anderson (1951) fue el primer autor que estableció una relación entre el estado de esfuerzos y la fracturación de las rocas, a partir del criterio de fracturación de Navier-Coulomb. Este clásico modelo es aún válido para sistemas de fallas de neoformación y con cabeceos "puros" (es decir, de 90° ó 0° , fig. 3.3.1).

Bott (1959) propone una relación entre la orientación y la forma del elipsoide de esfuerzos que actúa sobre un plano preexistente, con la orientación de la máxima componente de cizalla (τ)

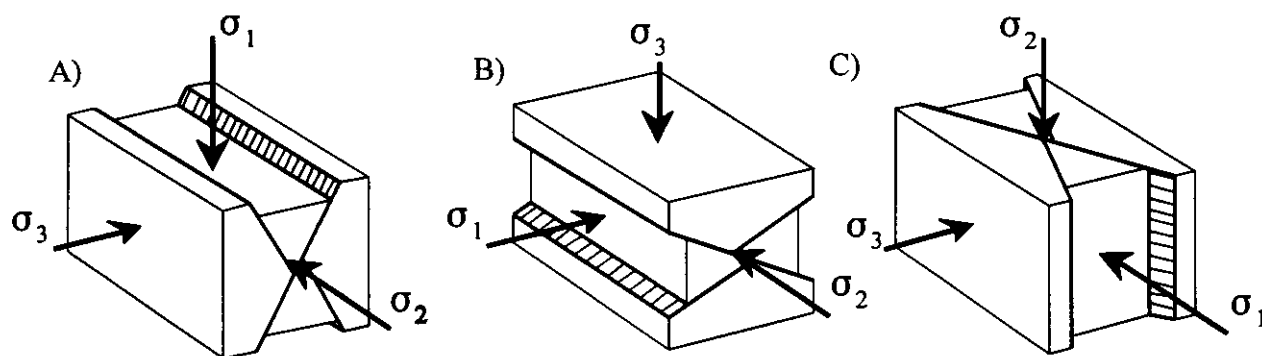


Figura 3.3.1: Modelo de fracturación de Anderson (1951), con los sistemas de fallas conjugados relacionados con los tres tipos de regímenes de esfuerzos: A) fallas normales, B) fallas inversas y C) fallas en dirección.

sobre dicho plano. Esta relación es la denominada **ecuación de Bott**, base de numerosos métodos posteriores de inversión de esfuerzos:

$$\tan(\theta) = \frac{n}{lm} (m^2 - (1 - n^2)R') \quad [3.1]$$

siendo R' la razón de esfuerzos ("stress ratio") que proporciona la forma del elipsoide de esfuerzos:

$$R' = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x} \quad [3.2]$$

para:

θ = cabeceo de la estría sobre el plano de falla.

l, m, n = cosenos directores del plano de falla.

σ_z = esfuerzo principal vertical.

σ_y = esfuerzo principal horizontal máximo.

σ_x = esfuerzo principal horizontal mínimo.

Según sea el valor de R' , los elipsoides de esfuerzos se clasifican en siete tipos (Tabla 3.1).

Arthaud (1969) propone un modelo que relaciona los ejes de esfuerzos y el movimiento de fallas preexistentes. Este método fue el primero que intentó solucionar el problema inverso de la reconstrucción de los paleoesfuerzos mediante el análisis gráfico de los deslizamientos sobre planos de debilidad con todas las orientaciones posibles.

Posteriormente Mercier (1976) demostró que aunque el método de Arthaud no se podía aplicar para el caso general, era válido para los elipsoides de revolución ($\sigma_1 = \sigma_2$ ó $\sigma_2 = \sigma_3$). El análisis aplicado por Arthaud y Choukroune (1972) para el caso particular de los movimientos direccionales sobre planos de debilidad, también fue un paso importante.

Es a partir de finales de los sesenta y a principios de los setenta, cuando se desarrollan numerosos intentos de reconstrucciones de paleoesfuerzos basados en el análisis microtectónico frágil, destacando el grupo de Montpellier (Choukroune, 1973; Mattauer, 1976...). El principal problema de estas tentativas fue la utilización de técnicas geométricas más que numéricas, lo que condujo a la no obtención de una solución general.

Así, Pegoraro (1972) propone el **método de los diedros rectos**, un método gráfico que Angelier y Mechler (1977) difunden y ponen en marcha posteriormente a través de ordenador, lo que lo hace fácilmente aplicable. Este método es de utilidad tanto en tectónica como en sismología, y aunque se trata de un método mecánicamente correcto, no obtiene de los datos de los deslizamientos toda la información posible (Angelier, 1994; De Vicente *et al.*, 1992a). La combinación con la información adicional obtenida a partir de otras estructuras tales como diaclasas (Price, 1969; Hancock, 1985),

Tabla 3.1: Clasificación del régimen de esfuerzos en función del valor de R' y las magnitudes relativas de los tres ejes principales de esfuerzos.

R'	TIPOS DE EJES	RÉGIMEN DE ESFUERZOS
$R' \rightarrow -\infty$	$\sigma_y = \sigma_x > \sigma_z$	COMPRESIÓN RADIAL
$R' < 0$	$\sigma_y > \sigma_x > \sigma_z$	COMPRESIÓN TRIAXIAL
$R' = 0$	$\sigma_y > \sigma_x = \sigma_z$	COMPRESIÓN UNIAxIAL
$0 < R' < 1$	$\sigma_y > \sigma_z > \sigma_x$	DESGARRE
$R' = 1$	$\sigma_z = \sigma_y > \sigma_x$	EXTENSIÓN UNIAxIAL
$R' > 1$	$\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$	EXTENSIÓN TRIAXIAL
$R' \rightarrow +\infty$	$\sigma_z > \sigma_y = \sigma_x$	EXTENSIÓN RADIAL

grietas de tracción y estilolitos (Arthaud y Mattauer, 1969), tuvo también una gran importancia.

Carey y Brunier (1974) y Carey (1976), desarrollan el primer método numérico para deducir tensores de esfuerzo a partir de planos y estrías de falla, que ha sido la base para el desarrollo de numerosos métodos posteriores. Ellos invirtieron el razonamiento de Bott (1959) y propusieron calcular un **tensor de esfuerzos reducido** a partir de un conjunto de datos que incluye las direcciones de movimiento definidas por las estrías de movimiento sobre planos de falla con diferentes orientaciones.

Este análisis representa un paso fundamental en el avance de los estudios tectónicos de poblaciones de fallas, y permitió un desarrollo posterior de numerosos métodos con mejoras y análisis adicionales.

De todos los métodos y trabajos posteriores, cabe destacar los siguientes: Armijo y Cisternas (1978), Armijo *et al.* (1982), Carey (1976, 1979), Angelier (1979, 1984, 1989, 1990), Angelier *et al.* (1982), Etchecopar *et al.*, (1981, 1988), Etchecopar (1984), Simón (1984, 1986), Michael (1984), Aleksandrowsky (1985), Sassi (1985), Reches (1978, 1983, 1987), Reches y Dieterich (1983), Lisle (1987), De Vicente (1988), Etchecopar y Mattauer (1988), Galindo y González Lodeiro (1988), Caputo y Caputo (1988), Gephart y Forsyth (1989), Gephart (1990), Marrett y Allmendinger (1990), Rivera y Cisternas (1990), Will y Powell (1991, 1992), Fry (1992), Reches *et al.* (1992), Ritz (1994), Delvaux (1994), Yin y Ranalli (1995), etc...

La mayoría de estos métodos utilizan la ecuación de Bott, diferenciándose entre sí en la

manera de buscar y minimizar el error en la solución. No obstante algunos suponen planteamientos geométricos (Aleksandrowsky, 1985), mecánicos (Reches, 1983), o bien la búsqueda de más incógnitas del tensor reducido de esfuerzos (Reches, 1987; Reches *et al.*, 1992; Yin y Ranalli, 1995).

En este trabajo se han utilizado diversos métodos de análisis poblacional de fallas, debido a que cada uno de ellos sigue una aproximación diferente. De este modo, si existe una convergencia de las soluciones, tendremos un mayor grado de certidumbre sobre la fiabilidad de la solución obtenida. Por este motivo se han aplicado el método gráfico de los **diedros rectos** (Angelier y Mechler, 1977), el **modelo de deslizamiento** (Reches, 1983; De Vicente, 1988), y dos métodos dinámicos basados en la ecuación de Bott: el **método de Etchecopar** (Etchecopar *et al.*, 1981; Etchecopar, 1984) y el **método de inversión de esfuerzos** (Reches, 1987; Reches *et al.*, 1992). Para cada uno de los métodos utilizados se van a describir brevemente las bases teóricas, las premisas que se deben cumplir para que sea aplicable y, por último, un comentario sobre las ventajas de su uso, así como las limitaciones teóricas y prácticas que presenta.

3.3.1 - EL MÉTODO DE LOS DIEDROS RECTOS

Este es uno de los métodos gráficos más utilizados, fue concebido por Pegoraro (1972) y difundido y aplicado mediante ordenador por Angelier y Mechler (1977). Se trata de un método geométrico que se basa en limitar para cada falla las

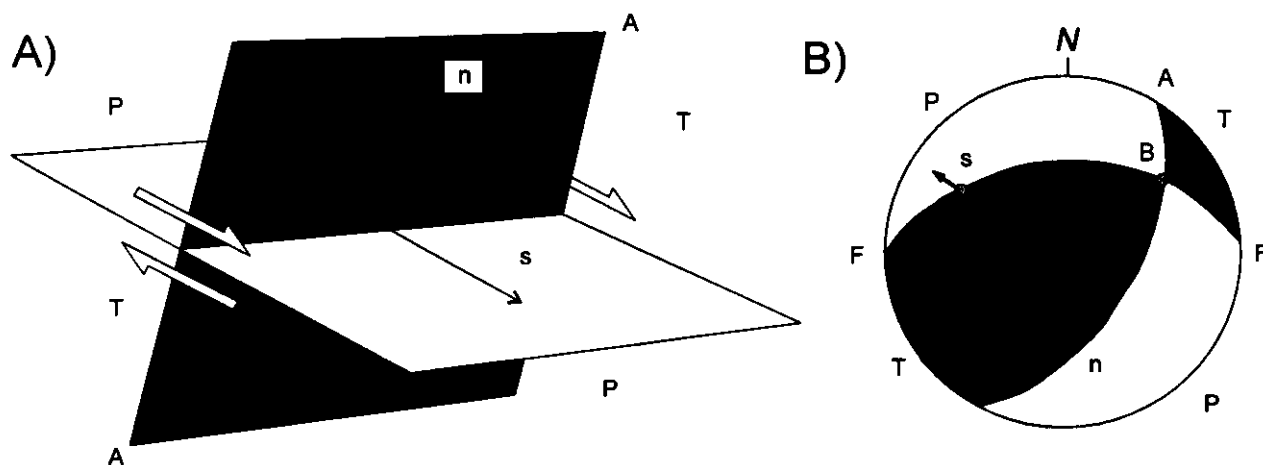


Figura 3.3.2: Diedros rectos y mecanismo focal de una falla: A) en perspectiva y B) en proyección estereográfica (semiesfera inferior). F, plano de falla; A, plano auxiliar; n, vector unitario normal al plano de falla; s, vector unitario de deslizamiento; B, intersección de los planos F y A; P, diedro compresivo y T, diedro extensivo.

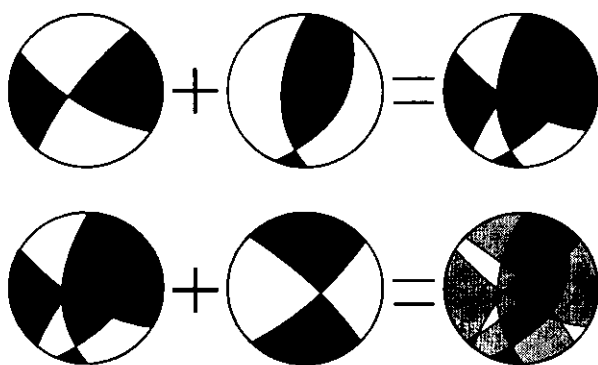


Figura 3.3.3: Procedimiento gráfico del método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) para dos fallas. En oscuro compresión, en claro extensión.

zonas del espacio compatibles en compresión y extensión, superponiendo estos campos en proyección estereográfica. Cada plano de falla y su estría sirven para dividir el espacio en cuatro cuadrantes, siendo los planos que los limitan el plano de falla y otro auxiliar normal a él y cuyo polo es la estría (fig. 3.3.2). No conviene olvidar que, mientras que el plano de falla es una discontinuidad real en la roca, el plano auxiliar sólo existe como construcción geométrica. De este modo quedan definidos, sin ninguna ambigüedad, y teniendo en cuenta el sentido de movimiento de la falla, los dos diedros rectos opuestos dos a dos (en extensión, T y en compresión, P).

Resulta fácilmente demostrable que los ejes de esfuerzos principales máximo (σ_1) y mínimo (σ_3) no pueden disponerse en cualquier parte del espacio si se tiene en cuenta la hipótesis de Wallace - Bott. De este modo (Angelier, 1994; pág.70) σ_1 debe situarse en el diedro en compresión y σ_3 en el diedro en extensión. Por el contrario, no hay constricciones geométricas sobre la orientación del eje σ_2 .

☆ Principios del método

Dado que el eje σ_1 se encuentra situado en el diedro compresivo (P) y σ_3 en el extensivo (T), cuando un conjunto de fallas han sido activas bajo el mismo régimen de esfuerzos, los dos ejes principales de esfuerzos máximo y mínimo deben estar incluidos en el mismo diedro para todos los mecanismos focales correspondientes a las fallas. Este principio es fácil de aplicar manualmente, superponiendo los diedros en proyección estereográfica (fig. 3.3.3). No obstante, cuando las fallas son muy numerosas, suele suceder que no queda ningún área residual en el diagrama final,

debido a diversos factores (errores en la determinación de los sentidos de movimiento, presencia de fallas relacionadas con otro régimen de esfuerzos, dispersión natural de los deslizamientos, errores de las medidas angulares, etc.). Para solucionar este problema basta con aplicar un simple criterio numérico de porcentajes, dividiendo la falsilla estereográfica en una serie de intervalos discretos que tendrán un porcentaje de compatibilidad con el carácter de compresión y/o extensión. En nuestro caso hemos utilizado el programa *Cratos* 1.0, cuyo módulo *DREC* está descrito por De Vicente *et al.* (1992a).

Posteriormente a su desarrollo, diversos autores han realizado trabajos para mejorar el método y solucionar algunos problemas del mismo. Así, Lisle (1987) impone dos condiciones para obtener mejores resultados en la aplicación del método:

- 1) Los ejes de máxima compresión y extensión deben ser perpendiculares.
- 2) Ambos ejes deben de estar en parejas opuestas de diedros.

☆ Interpretación de los Resultados

Conviene resaltar que los ejes de compresión y extensión medios obtenidos tienen escaso valor cuando los dominios de P y T son grandes. Esto es así debido a que σ_1 y σ_3 no tienen por qué ocupar las zonas centrales de los dominios, sino que pueden ocupar en cualquier parte del cuadrante. En este sentido las proyecciones de los ejes P y T, situados en la bisectriz de los diedros como aproximación al cálculo de la solución, solo tienen un valor aproximado, ya que físicamente estas posiciones indican las zonas de máxima amplitud de las ondas sísmicas de lectura en los sismogramas, pero no tienen por qué coincidir con las orientaciones de los ejes principales de esfuerzos. Sin embargo, cuando los dominios son pequeños, y además presentan orientaciones perpendiculares entre sí, los resultados del método son consistentes con los obtenidos con otros métodos de análisis de poblaciones de fallas.

La precisión de los resultados es claramente dependiente de las orientaciones geométricas de las fallas y de las estrías: cuanto más diversificadas sean las orientaciones, más ajustadas serán las zonas compatibles en compresión y tensión. Para esto resulta muy conveniente obtener datos no sólo de fallas con cabeceos puros (90 o 0°), sino también de

fallas oblicuas.

Las **ventajas** fundamentales de este método son que proporciona una rápida y clara visualización de las posiciones de las zonas de máxima compresión y extensión, y su aplicación al estudio de poblaciones de mecanismos focales de terremotos.

Por lo que se refiere a los principales **inconvenientes**, cabe destacar que, al tratarse de un método gráfico, las soluciones que aporta son cualitativas (con un grado de ambigüedad a veces importante), y en principio, no aporta datos sobre la forma del elipsoide responsable del movimiento de las fallas. Además, a menudo los ejes de esfuerzos "aparentes" quedan poco o nada definidos, aparecen inclinados de un modo irreal, o éstos no son perpendiculares entre sí. En este sentido, De Vicente *et al.* (1992a) realizan un estudio de las figuras de interferencia de diagramas de diedros rectos que se producen al sumar los diagramas de dos poblaciones de fallas con distintas características originadas bajo una misma dirección de acortamiento horizontal. Estos autores demuestran que pueden aparecer ejes inclinados producidos por la adición de dos diagramas originados bajo la acción de un elipsoide con un eje vertical común.

3.3.2 - EL MODELO DE DESLIZAMIENTO (Reches, 1978, 1983)

El modelo de deslizamiento intenta explicar el hecho de que en condiciones triaxiales de deformación frágil, tanto naturales como experimentales, las fracturas se disponen según una simetría ortorrómbica con respecto a los ejes fundamentales del elipsoide de deformación. Este modelo se deduce a partir del criterio de fractura de Navier-Coulomb, e incluye como un caso particular (deformación plana, $e_2 = 0$) el conocido modelo de fracturación de Anderson (1951), el cual presenta una simetría de los planos de falla de tipo *monoclínica*.

El modelo de deslizamiento supone que, en el caso más general (elipsoide de deformación triaxial, $e_1 \neq 0$, $e_2 \neq 0$, $e_3 \neq 0$), las fallas se disponen en cuatro familias con dos direcciones y buzamientos contrarios (fig. 3.3.4), debido a que estas geometrías son las que mejor disipan la energía durante la deformación frágil. Para que se produzca el deslizamiento, Rechès asume que hay que vencer

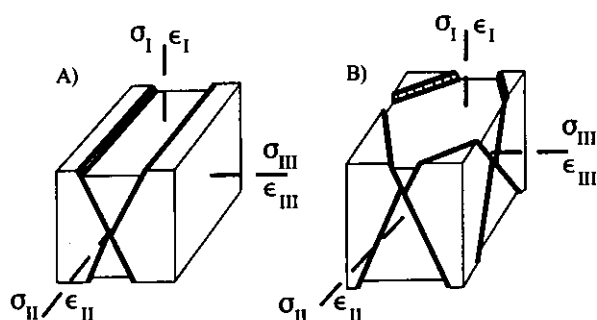


Figura 3.3.4: Geometría comparada de los planos de falla según el modelo de Rechès (1983): A) caso biaxial con simetría monoclínica (modelo de Anderson, 1951) y B) caso triaxial con simetría ortorrómbica.

una resistencia cohesiva y friccional. El modelo de deslizamiento es válido para un comportamiento isótropo del macizo rocoso (un número suficiente de planos de debilidad con distintas orientaciones en la roca), o bien para fallas de neoformación.

Las condiciones que han de cumplirse para que sea aplicable el modelo, son:

- ✧ El terreno ha de tener un número elevado de discontinuidades dispuestas aleatoriamente anteriores a la deformación, o bien ser fallas de neoformación.
- ✧ La deformación se resuelve por deslizamiento sobre unos pocos planos de falla, que son los que requieren una disipación mínima de energía para mantener el deslizamiento.
- ✧ La deformación es homogénea (existe un número suficientemente elevado de fallas de cada conjunto).
- ✧ La resistencia al deslizamiento en los planos de falla sigue la ley de Navier-Coulomb, es decir hay una resistencia cohesiva y friccional.
- ✧ Existe una coincidencia entre los ejes principales de esfuerzo y de deformación, y la distribución de los esfuerzos es homogénea.

Cabe destacar que la presencia de sistemas conjugados de fallas, con ambos tipos de simetrías, es un hecho muy común en diferentes situaciones geotectónicas (Hancock, 1985; Underhill y Woodcock, 1987; De Vicente, 1988; Krantz, 1988; Marrett y Allmendinger, 1990; Angelier, 1989, 1994).

☆ Aplicación del modelo de deslizamiento

El modelo relaciona matemáticamente la forma del elipsoide de deformación (K') y el ángulo

de rozamiento interno del material en el momento del deslizamiento (ϕ) con los cosenos directores de los planos de falla y de las estrías de fricción. La forma del elipsoide de deformación viene dada por el parámetro K' :

$$K' = \frac{e_y}{e_z} \quad [3.3]$$

donde e_z es el eje de deformación vertical y e_y el eje de máximo acortamiento horizontal.

De Vicente (1988) propone una metodología que facilita el uso del modelo de deslizamiento, estableciendo una serie de ecuaciones que relacionan a K' y a ϕ con los valores angulares de las fallas medibles en campo: sentido de buzamiento (D), buzamiento (B) y cabeceo de la estría (C), asumiendo que uno de los ejes se encuentra en la vertical, hecho que resulta ser muy común (Angelier, 1994).

♦ Para los elipsoides de tipo **direccional** (e_y de carácter contrario, compresivo o extensivo, a e_x) las ecuaciones son:

$$P = \sin^2 B * \cos^2 C \quad [3.4]$$

$$\phi = \arcsin \left[\frac{(2 \sin^2 B - P - 1)}{\sqrt{(1 - P)}} \right] \quad [3.5]$$

siendo ϕ el ángulo de rozamiento interno en el momento del movimiento.

Si desde [3.5] se obtiene que $\phi > 0$, entonces e_z (eje principal vertical de la deformación) tiene carácter de acortamiento (fallas normales); mientras que si $\phi < 0$ la falla es inversa, en cuyo caso se toma el valor $|\phi|$. El resto de las ecuaciones a aplicar son distintas para las fallas normales e inversas.

♦ **Fallas normales:**

$$K' = \frac{P}{(1 - P)} \quad [3.6]$$

$$S = 2 \arcsin \sqrt{\frac{K'}{\tan^2 B}} \quad [3.7]$$

siendo S el ángulo de separación en el plano horizontal de las dos familias de fallas con buzamientos contrarios. La dirección del máximo acortamiento horizontal (Dey) se obtiene a partir de la dirección de la falla (D), según:

$$Dey = D \pm \left(90 - \frac{S}{2} \right) \quad [3.8]$$

♦ **Fallas inversas:**

$$K' = \frac{-1}{(1 - P)} \quad [3.9]$$

$$S = 2 \arcsin \left(\frac{K' + 1}{-\tan^2 B} \right) \quad [3.10]$$

$$Dey = D \pm \frac{S}{2} \quad [3.11]$$

Utilizando estas expresiones se obtiene para cada falla la orientación del máximo acortamiento horizontal (Dey), un valor del ángulo de rozamiento interno de la roca durante el deslizamiento (ϕ) y otro del parámetro K' , que nos permite conocer la forma del elipsoide de deformación (trece tipos, Tabla 3.2).

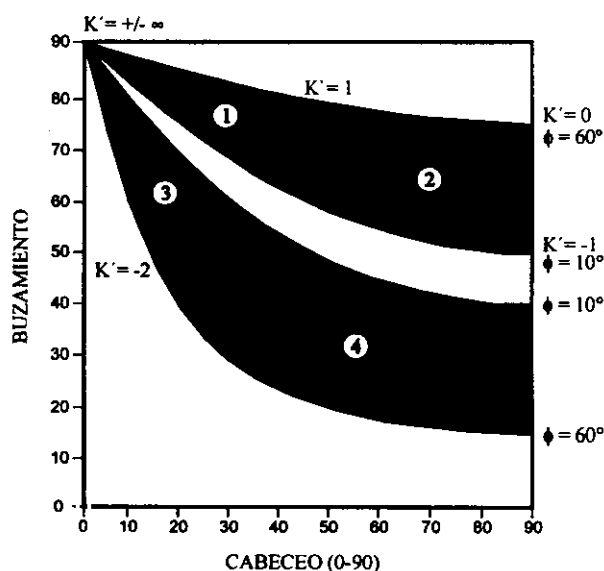


Figura 3.3.5: Diagrama Cabeceo / Buzamiento, con los cuatro tipos de fallas resultantes: 1) direccional-normal, 2) normal-direccional, 3) direccional-inversa y 4) inverso-direccional (De Vicente, 1988).

Tabla 3.2: Tipos de elipsoides de deformación y valores de K' asociados.

	$K' = +\infty$	Deformación por cizalla pura	($e_z = 0$; $-e_x = e_y$)	DESGARRES (deformación plana)
SECUENCIA NORMAL	$+\infty > K' > 1$	Deformación por cizalla con componente extensional	($-e_x > e_y > e_z$)	DESGARRES NORMALES
	$K' = 1$		($-e_x > e_y = e_z$)	
	$1 > K' > 0$	Deformación extensional con componente de cizalla	($-e_x > e_z > e_y$)	Fallas NORMAL DIRECCIONALES
	$K' = 0$	(deformación plana)	($-e_x = e_z$; $e_y = 0$)	
	$0 > K' > -0,5$	Deformación extensiva radial	($e_z > -e_x > -e_y$)	Fallas NORMALES
SECUENCIA INVERSA	$K' = -0,5$	Deformación extensiva radial pura	($e_z > -e_x = -e_y$)	
	$K' = -0,5$	Deformación compresiva radial pura	($-e_z > e_x = e_y$)	
	$-1 > K' > -0,5$	Deformación compresiva radial	($-e_z > e_y > e_x$)	Fallas INVERSAS
	$K' = -1$	(deformación plana)	($-e_z = e_y$; $e_x = 0$)	
	$-2 < K' < -1$	Deformación compresiva con componente de cizalla	($e_y > -e_z > -e_x$)	Fallas INVERSO DIRECCIONALES
	$K' = -2$		($e_y > -e_x = -e_z$)	
	$-\infty < K' < -2$	Deformación por cizalla con componente compresional	($e_y > -e_x > -e_z$)	DESGARRES INVERSOS
	$K' = -\infty$	Deformación por cizalla pura	($e_y = -e_x$; $e_z = 0$)	DESGARRES (deformación plana)

Si enfrentamos los posibles valores de cabeceo y buzamiento de una falla, resultan cuatro campos de posibles relaciones C/B que definen tipos de fallas diferentes. Este es el **diagrama C/B** (fig. 3.3.5). En este gráfico, las áreas 1 y 3 presentan fallas con mayor movimiento en dirección (cabeceos bajos con buzamientos altos), mientras que las zonas 2 y 4 tienen movimientos importantes según la máxima pendiente del plano (cabeceos altos). Las áreas 1 y 2 corresponden a fallas con acortamiento según el eje e_z (fallas normales), mientras que las 3 y 4 lo son de extensión según e_z (fallas inversas). Los casos extremos ($B = 90^\circ$, $C = 90^\circ$) corresponden a los elipsoides de tipo "deformación plana" ($e_z = 0$) para los que sólo existen dos familias de fallas, lo que constituye el modelo de fracturación de Anderson (1951).

Al ser un método directo, cada falla aporta una solución, por lo que De Vicente (1988) propone el empleo del **diagrama E_y/K'** , que enfrenta los posibles valores de K' (tipos de elipsoides) con la dirección de máximo acortamiento horizontal (Dey) (fig. 3.3.6). Este tipo de diagrama, junto a las rosas de direcciones de Dey, son muy útiles a la hora de separar grupos de fallas que se acomodan a una misma dirección de acortamiento horizontal.

☆ Casos Radiales

Para los elipsoides de tipo *radial* (cuando coexisten dos ejes de acortamiento o estiramiento en la horizontal, radial puro si $e_x = e_y$), las ecuaciones se simplifican siendo directamente proporcional el buzamiento al ángulo de rozamiento interno (ϕ) (fig. 3.3.7). En estos casos radiales, tanto de extensión como de compresión, aparecen

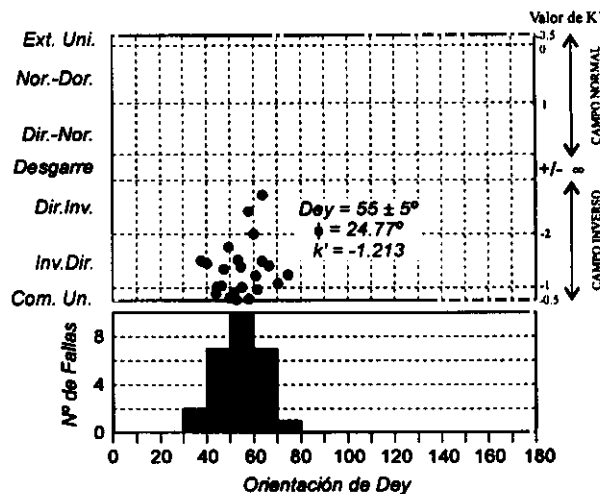


Figura 3.3.6: Diagrama E_y/K' , e histograma de direcciones de compresión (Dey) para una población de fallas de la zona de estudio (estación Loranca).

dos modos de direcciones de acortamiento o estiramiento máximo horizontal, lo que puede confundir la interpretación de los resultados.

Conviene recordar que los casos de compresión radial son muy raros, debido a que desde un punto de vista mecánico resulta muy difícil la coexistencia de fallas inversas puras ortogonales actuando a la vez. Por el contrario, los casos de extensión radial más o menos pura si son comunes, y pueden llevar a la interpretación errónea de que existen dos episodios de extensión uniaxial diferentes, cuando lo que sucede es que solo hay una única etapa de extensión radial.

Tanto en el modelo de deslizamiento como el método de los diedros rectos, la posición del eje de máxima compresión horizontal en los casos radiales se sitúa en la bisectriz del ángulo agudo de las dos direcciones de las fallas (fig. 3.3.4B). Por el contrario, la ecuación de Bott sitúa en los casos radiales puros los ejes horizontales paralelos a las direcciones de las fallas. No obstante, dado que en estos casos las magnitudes de los esfuerzos horizontales son parecidas ($\sigma_x \approx \sigma_y$ o $\epsilon_x \approx \epsilon_y$), este hecho no tiene una gran relevancia.

Las principales *ventajas* que ofrece el *modelo de deslizamiento* frente a otros métodos de análisis poblacional de fallas, son las siguientes:

- ✧ Se trata de un método directo que proporciona una solución para cada falla, por lo que en el caso de tener pocos datos de fallas muy significativas, obtendremos información de cada una de ellas.

- ✧ El método es capaz de otorgar un sentido de movimiento teórico para aquellas fallas a las que no se ha podido asignar en el campo. En determinadas estaciones donde se tengan algunos sentidos de movimiento obtenidos en el campo, si estos coinciden con los del modelos de deslizamiento, se podrá extrapolar a los datos donde no se hayan podido deducir.

- ✧ El modelo de deslizamiento se revela especialmente útil para separar, de todo un conjunto de fallas con características diferentes, aquellos grupos que se acomodan a una dirección de acortamiento (o de estiramiento) horizontal común. Este hecho facilita enormemente la separación de conjuntos de datos para el cálculo posterior con métodos de inversión basados en la ecuación de Bott (1959).

- ✧ Es un método especialmente útil para el análisis de los mecanismos focales de terremotos (Capote *et al.*, 1991; Giner, 1996).

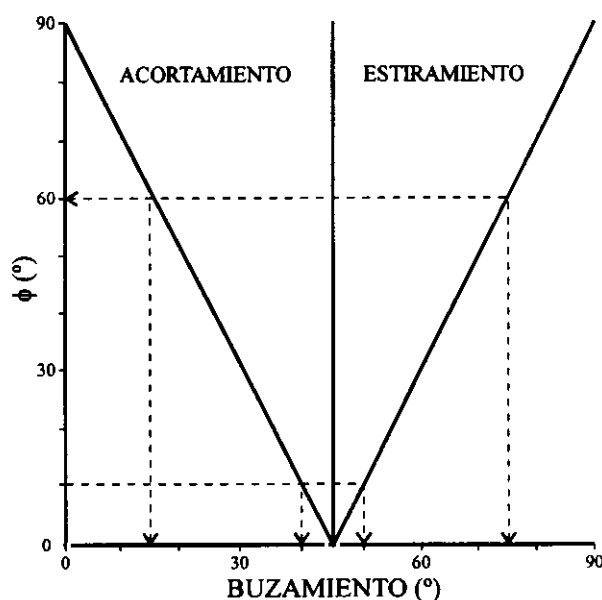


Figura 3.3.7: Diagramas de relación entre el buzamiento de la falla y el ángulo de rozamiento (ϕ) para el caso de las fallas radiales (De Vicente, 1988).

☆ Interpretación de los resultados

A pesar de las ventajas descritas, este método, como todos, presenta algunas limitaciones que hay que tener en cuenta a la hora de interpretar los resultados:

- ✧ Al ser un método mecánico basado en el criterio de Navier-Coulomb, en según qué condiciones (fricciones anómalas, datos muy superficiales,...), puede haber fallas que no se adapten al modelo. Estos casos se descubren por la no coincidencia entre el movimiento de la falla que predice el modelo a partir de sus características geométricas y el tipo de movimiento que se observa en el campo. En estos casos el modelo de deslizamiento no es aplicable y habrá que recurrir a otros métodos de análisis.

- ✧ En el caso de las fallas direccionales, unos pocos grados de error ($< 5^\circ$) pueden hacer caer a una falla en el campo opuesto desde un punto de vista teórico. Dado el grado de error en la toma de datos en el campo y las propias irregularidades naturales de las estructuras, en estos casos resulta imprescindible contrastar los sentidos de movimiento teóricos con los obtenidos en el campo.

- ✧ La metodología desarrollada por De Vicente (1988), utilizada en este trabajo, supone que un eje se encuentra en la vertical. Aunque suele ser cierto de un modo general en zonas intraplaca (Angelier, 1994, página 62), en el caso de que los sentidos de movimiento teóricos y observados no coincidan, o si se observan evidencias de actividad

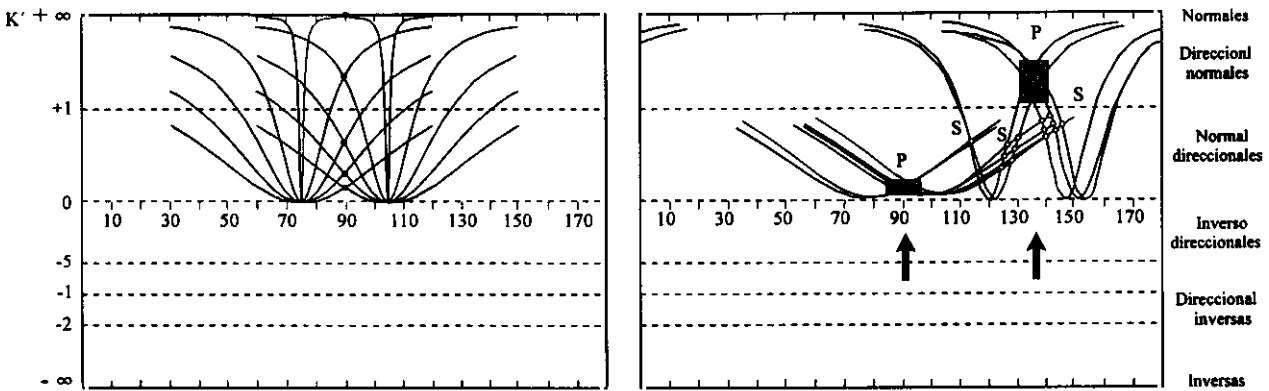


Figura 3.3.8: Diagrama e/k' . Las soluciones definidas por intersecciones válidas están marcadas con una letra P, mientras que las S corresponden a intersecciones fortuitas (De Vicente, 1988).

tectónica posterior al desarrollo de las fallas, conviene comprobar la presencia de plegamientos o basculamientos tardíos.

☆ Diagrama e/k'

De Vicente (1988) desarrolla un diagrama para el análisis de las fallas que no contienen estrías, que consiste en la representación del buzamiento y orientación de las fallas en función de K' y de ϕ para las distintas secuencias. Para obtener el diagrama, basta con representar las curvas que relacionan K' con la orientación de e , a 45° a un lado o a otro desde la dirección (secuencia normal), o desde la dirección del buzamiento (secuencia inversa). Las soluciones válidas serán aquellas en que las curvas que se interseccionen tengan buzamientos parecidos, y en las que los ángulos de separación entre las distintas familias no tengan mucha dispersión (fig. 3.3.8).

En el diagrama e/K' la dirección de máximo acortamiento horizontal (Dey) se localiza en el ángulo agudo formado por las dos familias de curvas generadas, coincidiendo con el máximo en las intersecciones de las curvas de dichas familias. De este modo, se obtiene el valor de K' correspondiente. Existe una excepción, ya que en el caso de deformación plana, ($K'=0$, modelo de rotura de Anderson), sólo se generará una familia de curvas; y en este caso e , se localizará, tanto en fallas normales como inversas, en la bisectriz de las curvas. En este diagrama no se contempla el caso de los desgarres puros.

La única ventaja de este diagrama consiste en que permite tratar poblaciones en las que no aparecen estrías (dato fundamental en el resto de los

métodos y diagramas), ya sea por el tipo de material (fallas en materiales poco consolidados) o por fenómenos posteriores (recristalizaciones, circulación de fluidos, etc...).

El principal inconveniente de este diagrama es que la interpretación de los resultados, salvo raras excepciones, no resulta evidente ni siquiera a los ojos de investigadores experimentados, al igual que sucede en otros métodos similares (método y/R; Simón, 1984). Además, puede existir un grado de dispersión importante tanto en la posición de Dey y K' , en función de la dimensión y definición de los "nudos" de intersecciones de las distintas curvas. Si la población tratada corresponde a más de un evento tectónico, o bien nos encontramos en una zona plegada, posiblemente aparecerán más máximos que tensores presentes, debido a intersecciones fortuitas de los planos.

Por estos motivos el uso de este método en este trabajo se ha restringido al análisis de fallas en materiales cuaternarios donde no se han encontrado estrías. No obstante, y siguiendo un criterio de uniformidad y a que se ha dispuesto del número de fallas con estrías, no se han utilizado sus resultados en la construcción de los mapas de paleoesfuerzos descritos en los capítulos 6 y 9.

3.3.3 - MÉTODOS DE INVERSIÓN BASADOS EN LA ECUACIÓN DE BOTT

Para un tensor de esfuerzos dado (T), el problema directo consiste en determinar la orientación y sentido de movimiento conocida la orientación de un plano de falla. El problema inverso, por el contrario, consiste en determinar el tensor de esfuerzos medio (T) a partir de las

orientaciones y sentidos de deslizamiento de una población de fallas medida en el campo. En ambos casos se asume que cada vector de deslizamiento (definido por la estría de la falla) tiene la misma orientación y sentido que el esfuerzo de cizalla correspondiente a un tensor de esfuerzos común. Esta asunción de que todas las fallas se movieron durante el mismo evento tectónico independientemente unas de otras, pero de un modo consistente respecto a un único tensor de esfuerzos, no deja de ser una aproximación, y obliga a que se cumplan los siguientes requisitos:

✧ El estado de esfuerzos que actúa sobre el volumen rocoso es homogéneo a la escala estudiada.

✧ El tensor de esfuerzos activa un número de planos preexistentes lo suficientemente elevado.

✧ En cada plano el deslizamiento se produce paralelamente a la dirección del máximo esfuerzo tangencial sobre ese plano (no hay deformaciones *conducidas*).

Dado que el tensor reducido de esfuerzo tiene cuatro grados de libertad, mientras que normalmente el número de ecuaciones que se dispone es mucho mayor (una para cada falla), los sistemas suelen estar sobredimensionados. Este hecho permite adoptar modelos estadísticos para encontrar el mejor ajuste entre los datos de deslizamiento y los esfuerzos de cizalla teóricos.

A) - Método de Etchecopar (Etchecopar et al., 1981; Etchecopar, 1984)

Este método realiza un análisis tridimensional, a través de un desarrollo iterativo de ensayo y error, para localizar un tensor que haga mínima la diferencia entre las estrías teóricas, producidas sobre el plano de falla por el tensor seleccionado, y las reales.

Debido a que es un método muy conocido y de amplia difusión, sólo se va a realizar una descripción muy breve del mismo, remitiendo al lector a los trabajos del propio autor (Etchecopar et al., 1981; Etchecopar, 1984) o a otros previos (Simón, 1984; Guimerá, 1988; Casas, 1990; Casas et al., 1990) para un análisis más exhaustivo.

Algoritmos matemáticos del programa

El método busca un tensor de esfuerzos que minimice la diferencia angular entre las estrías teóricas que produciría el tensor obtenido sobre los

planos de falla existentes, y las estrías reales que se han medido en el campo. El proceso de búsqueda se realiza a través de un proceso iterativo de prueba y cálculo de error, minimizando la función:

$$F = \sum_{i=1}^n (s_i \wedge t_i)^2 \quad [3.12]$$

siendo s_i la estría real y t_i la estría teórica.

Durante la ejecución del programa, éste no realiza una búsqueda global en todas las posiciones del espacio, sino que abandona las "vías" que hacen aumentar el error.

Resultados proporcionados por el programa

✧ Orientaciones de los tres ejes principales del tensor de esfuerzos (σ_1 , σ_2 y σ_3).

✧ Magnitudes relativas de los tres ejes, definidas por el parámetro R (*stress ratio*):

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad [3.13]$$

El parámetro R es equivalente al ϕ definido por Angelier (1975), pero para no confundirlo con el ángulo de rozamiento interno (ϕ), le denominamos R. Tampoco se debe confundir este R con el parámetro R' en la ecuación de Bott [3.2], siendo la equivalencia entre ambos:

$$\begin{array}{lll} \sigma_1 \text{ vertical} & R' = 1/R & R' > 1 \\ \sigma_2 \text{ vertical} & R' = R & 0 < R' < 1 \\ \sigma_3 \text{ vertical} & R' = 1/(R-1) & R' < 1 \end{array}$$

Para contrastar la validez y precisión de los resultados, el programa proporciona los siguientes parámetros:

✧ Histograma de desviaciones angulares entre las estrías teóricas, definidas para el tensor solución, y las reales.

✧ La desviación angular media entre las estrías teóricas y reales, expresada en grados.

✧ Márgenes de error con que se calculan las direcciones e inmersiones de los ejes de esfuerzos, así como en el valor de R.

✧ Proyección sobre el diagrama de Schmidt de los ejes obtenidos, con el margen de error calculado.

✧ Representación sobre el círculo de Mohr de las fallas explicadas por el tensor para comprobar la compatibilidad mecánica de la solución según el criterio de rotura de Navier-Coulomb.

Criterios de aplicación y limitaciones del método

Es posible obtener una solución con el método de Etchecopar desde dos condiciones iniciales diferentes:

1) Imponer una orientación del tensor y un valor de R iniciales, deducidos a partir de otros datos estructurales (estilolitos, grietas de tracción,...) o bien de los resultados de otros métodos de análisis poblacional (método de los diedros rectos; diagrama y/R de Simón, 1984). Esta posibilidad permite obtener soluciones *dirigidas*, limitando el tiempo de cálculo.

2) Calcular una serie de tensores iniciales al azar (100 ó 200) desde los que parte el programa en su búsqueda.

Hay que tener en cuenta la posibilidad real de obtener una solución que sea un mínimo relativo de la función [3.12], ya que para disminuir el tiempo de cálculo en el proceso de búsqueda, el programa cierra los caminos que van haciendo mayores los errores. Una vez obtenida una solución que haga mínima la función [3.12], hay que contrastar los parámetros de calidad que ofrece, y decidir la validez o no de la misma. Cuando la solución no sea aceptable, es aconsejable reducir el porcentaje de fallas mínimo a explicar por el tensor solución hasta llegar a un tensor óptimo. De este modo se logra que el número de fallas utilizadas en la minimización sea el que realmente explica el tensor.

Durante los cálculos en el proceso de inversión se ha constatado que cuando se aumenta el porcentaje de fallas a explicar, el programa tiende a producir soluciones *radiales*, que proporcionan un menor error. Por este motivo, resulta recomendable ante una solución de este tipo, disminuir el número de fallas a explicar para observar si la solución es real o aparente.

Los *criterios* generales para aceptar o desechar una solución son los siguientes:

- 1) La desviación angular media en grados entre las estrías teóricas y reales no debe ser superior a 12° .
- 2) El histograma de desviaciones angulares ha de tener forma de semi-campana de Gauss. La población explicada es la que queda dentro de las tres primeras clases, o lo que es lo mismo, la que tiene una desviación angular máxima de 17° (0.3 rad).
- 3) Para que las fallas sean compatibles mecánicamente con el campo de esfuerzos que las origina, sus proyecciones sobre el círculo de Mohr

han de caer en la parte superior izquierda del diagrama.

- 4) Las soluciones obtenidas a partir de tensores iniciales muy diferentes han de ser parecidas, pues en caso contrario es probable que algunas (o todas) correspondan a mínimos relativos de la función [3.12].

Casas (1990) aconseja que, en determinados casos, hay que ser más restrictivo a la hora de considerar válida una solución. Por ejemplo, cuando las fallas son de tipo direccional y han sido originadas por un elipsoide con σ_2 en la vertical, un error de 10° en el cabeceo hace cambiar de un modo considerable el valor de R . Para estos casos este autor aconseja limitar a las dos primeras clases del histograma de desviaciones el conjunto de fallas explicadas. Otros casos donde debe ser aplicado el método con este mismo rigor son los regímenes de esfuerzo de compresión o de distensión triaxial, así como a las poblaciones de fallas que formen ángulos grandes con σ_{HMAX} . Por el contrario, se puede ser más permisivo con las desviaciones entre estrías reales y teóricas (hasta 25° , ó 4-5 clases del histograma) con las poblaciones que formen ángulos próximos a 45° con σ_{HMAX} , ya que esto no supone una variación sustancial del valor de R del tensor.

Por otra parte, cabe destacar la discusión que hace Casas (1990) sobre los criterios de separación de grupos de fallas explicadas por distintos tensores para evitar errores metodológicos como la subdivisión de poblaciones naturales *monofásicas* en subpoblaciones artificiales, tal y como puede suceder si se aplican criterios demasiado estrictos respecto al error de desviación angular máximo admitido.

B) - Método de inversión de esfuerzos (Reches, 1987; Rech et al., 1992)

Rech (1987) propone, y posteriormente modifica ligeramente (Rech et al., 1992), un nuevo método de inversión de esfuerzos a partir de poblaciones de fallas. Este método, denominado de *inversión de esfuerzos*, permite obtener la orientación y magnitudes relativas de los ejes principales del tensor de esfuerzos teniendo en cuenta el criterio mecánico de Navier-Coulomb, y proporciona la fricción media bajo la cual se produjo el deslizamiento de los planos de falla bajo ese tensor de esfuerzos. Para ello se asumen las siguientes premisas:

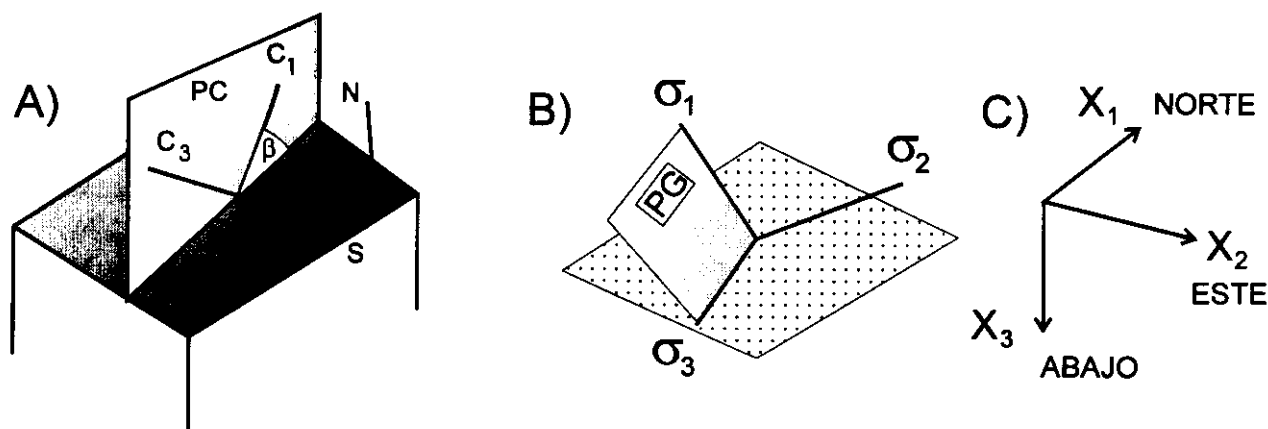


Figura 3.3.9: Geometría de la falla y del tensor de esfuerzos asociado con el deslizamiento sobre ella, y parámetros utilizados durante la inversión descritos en el texto (modificado de Reches et al., 1992). Ver texto para la explicación.

1) El deslizamiento sobre un plano de falla se produce en la dirección de máximo esfuerzo de cizalla resuelto, o, de un modo equivalente, perpendicular al eje de cizalla nulo (Bott, 1959).

2) Los esfuerzos de cizalla y normales en la falla satisfacen el criterio de rotura:

$$|\tau| = \mu \sigma_n \quad [3.14]$$

donde τ y σ_n son las magnitudes de los esfuerzos de cizalla y normal en la dirección de deslizamiento, y μ el coeficiente de fricción. La cohesión y la presión de fluidos no se tienen en cuenta durante la inversión por las razones que se discuten más adelante.

3) El deslizamiento se produce bajo condiciones relativamente uniformes: las fallas fueron activas bajo el mismo estado de esfuerzos, y la fricción en éstas se puede representar como su valor medio. Se asume que la cuantía del deslizamiento y las rotaciones de las fallas son bajas.

Los supuestos 1 y 3 son comunes a todos los métodos de inversión de esfuerzos publicados, mientras que no sucede lo mismo con el criterio de rotura [3.14] que se asume en este método. El supuesto 2 se trata de la ley de fricción de Amonton (o el criterio de Coulomb para el caso de cohesión nula), que es el más utilizado en mecánica de suelos y de rocas, habiendo sido demostrada su validez en numerosos experimentos. El equivalente geofísico cuantitativo es la Ley de Byerlee (1976), que se describe posteriormente.

A continuación se describen los algoritmos del programa *Stress*, desarrollado por el propio Reches, que es el que se ha utilizado en los cálculos de inversión en este trabajo.

Aproximación al cálculo mediante el programa Stress (Reches et al., 1992)

Cada falla se representa por dos vectores unitarios: un vector normal a la falla (N_i , $i = 1, 2, 3$) y otro paralelo al eje de deslizamiento (S_i , $i = 1, 2, 3$), donde N_i y S_i son los cosenos directores en un sistema de coordenadas ortogonal XYZ (fig. 3.3.9). Las componentes desconocidas de esfuerzos en este sistema son σ_{11} , σ_{22} , σ_{33} , τ_{23} , y τ_{13} (la presión de fluidos se discute más adelante), siendo σ_{33} la carga litostática en la dirección vertical.

Dado S_i como eje de deslizamiento, y B como eje normal al eje de deslizamiento sobre el plano de falla, entonces:

$$B = N * S \quad [3.15]$$

donde $*$ indica multiplicación vectorial. Siguiendo a Jaeger y Cook (1976, cap. 2) y utilizando las relaciones geométricas entre N_i y S_i , el supuesto (1) se puede escribir:

$$(\sigma_{11} - \sigma_{33}) N_1 B_1 + (\sigma_{22} - \sigma_{33}) N_2 B_2 + \tau_{23} (N_2 B_3 + B_2 N_3) + \tau_{13} (N_1 B_3 + B_1 N_3) + \tau_{12} (N_1 B_2 + B_1 N_2) = 0 \quad [3.16a]$$

y el supuesto (2):

$$\begin{aligned}
 &(\sigma_{11} - \sigma_{33}) N_1 S_1 + (\sigma_{22} - \sigma_{33}) N_2 S_2 + \tau_{23} (N_2 S_3 + S_2 N_3) + \tau_{13} (N_1 S_3 + S_1 N_3) + \tau_{12} (N_1 S_2 + S_1 N_2) \\
 &= \mu [(\sigma_{11} - \sigma_{33}) N_1^2 + (\sigma_{22} - \sigma_{33}) N_2^2 + \sigma_{33} + \\
 &\quad 2 \tau_{23} N_2 N_3 + 2 \tau_{13} N_1 N_3 + 2 \tau_{12} N_1 N_2] \quad [3.16b]
 \end{aligned}$$

Anotando estas dos ecuaciones para cada una de las K fallas de la población, obtenemos un sistema de $2 \cdot K$ ecuaciones. Este sistema es la multiplicación de matrices:

$$A \cdot D = F \quad [3.17a]$$

donde A es una matriz de $2K \times 5$, y D es el vector de esfuerzos desconocido, (con cinco componentes):

$$(\sigma_{11} - \sigma_{33}), (\sigma_{22} - \sigma_{33}), \tau_{23}, \tau_{13}, \tau_{12} \quad [3.17b]$$

El vector F está compuesto por $2k$ términos (los k primeros son 0 y los K últimos son σ_{33}):

$$0, 0, \dots, \dots, \sigma_{33}, \sigma_{33}, \dots \quad [3.17c]$$

El sistema $A \cdot D = F$ es un sistema lineal sobredeterminado, en el cual A y F son conocidos por las orientaciones del plano de falla y de la estría de movimiento. El vector D se determina con métodos lineales algebraicos, y se calcula un tensor general (σ_1 , σ_2 y σ_3) con el mínimo error por el método de mínimos cuadrados (fig. 3.3.9C). Este procedimiento se realiza para cada coeficiente de fricción (desde 0.0 hasta 2.0, a intervalos de 0.1), calculándose un tensor cada vez. De este modo se obtienen un total de 20 soluciones diferentes para cada población de fallas analizada. Cuando en la solución se obtiene que el esfuerzo normal a una o más fallas es tensional, la solución se considera inaceptable, debido a que las rocas sujetas a esfuerzos tensionales ($\sigma_{33} < 0$) no se deforman mediante cizalla a lo largo de los planos de falla.

El programa *Stress* también proporciona el tensor que minimiza el vector residual (R):

$$R = (A \cdot D) - F \quad [3.18]$$

Para un conjunto de k fallas, R tiene $2k$ términos (desde r_{1k} a r_{2k}). La exactitud de la solución viene reflejada por la raíz del *error cuadrático medio* (RMS):

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum r_k^2}{2k}} \quad [3.19]$$

donde r_k es el residual de la falla n° k. El error cuadrático medio es una estimación de la desviación estándar para el mejor ajuste. Como las magnitudes y orientaciones de los esfuerzos principales no dependen linealmente de F, el programa calcula tres grupos de soluciones (F , F_1 y F_2) para cada μ seleccionado:

$$F_1 = F + RMS \quad F_2 = F - RMS \quad [3.20]$$

La Presión de Fluidos y la Cohesión

La incorporación de la presión de fluidos y la cohesión al análisis de la inversión, sólo modifica ligeramente las ecuaciones anteriores. Sin embargo, estos parámetros no se pueden determinar de un modo independiente mediante el método de Reches *et al.* (1992).

La ecuación [3.14] se modifica para incluir la cohesión (C) y la Presión de fluidos (P_f):

$$|\tau| = C + \mu (\sigma_n - P_f) \quad [3.21]$$

La ecuación [3.16a] permanece igual, mientras que la ecuación [3.16b] que representa la segunda condición, pasa a ser:

$$\begin{aligned}
 &(\sigma_{11} - \sigma_{33}) N_1 S_1 + (\sigma_{22} - \sigma_{33}) N_2 S_2 + \tau_{23} (N_2 S_3 + S_2 N_3) + \tau_{13} (N_1 S_3 + S_1 N_3) + \tau_{12} (N_1 S_2 + S_1 N_2) \\
 &= P_c + \mu [(\sigma_{11} - \sigma_{33}) N_1^2 + (\sigma_{22} - \sigma_{33}) N_2^2 + \sigma_{33} + \\
 &\quad 2 \tau_{23} N_2 N_3 + 2 \tau_{13} N_1 N_3 + 2 \tau_{12} N_1 N_2] \quad [3.22]
 \end{aligned}$$

donde $P_c = C + \mu (\sigma_{33} - P_f)$. Estos cambios conducen a un cambio en el vector F [3.17c]:

$$0, 0, \dots, \dots, P_c, P_c, \dots, P_c \quad [3.23]$$

P_c es la suma de las tres componentes de esfuerzos: cohesión C, presión de fluidos P_f , y esfuerzo vertical σ_{33} .

Con esta formulación no es posible separar entre estas componentes, por lo que se asume que el deslizamiento se produce primariamente en las fallas que presentan una cohesión despreciable ($C \approx 0$), y los esfuerzos calculados están representados por la razón de los esfuerzos principales efectivos,

lo cual no modifica ni las orientaciones de los esfuerzos ni el valor de R:

$$R_i = \frac{(\sigma_i - P_p)}{(\sigma_{33} - P_p)} \quad [3.24]$$

Criterios de selección de la solución y estimación de la calidad

Para estimar la calidad de una solución Reches *et al.* (1992) aplican dos tipos de desviaciones que están representadas por dos ángulos de dispersión diferentes:

1) **Ángulo de desviación de los ejes principales (PAM, Principal Axes Misfit Angle).** El deslizamiento a lo largo de una falla que cumple el criterio de ruptura de Coulomb puede ocurrir bajo muchos estados de esfuerzo. Sin embargo, el valor de la diferencia de esfuerzos ($\sigma_1 - \sigma_3$) es mínimo sólo para una orientación del tensor de esfuerzos (Jaeger y Cook, 1976). Este tensor que hace mínima la diferencia de esfuerzos se denomina "**tensor ideal**" (C_1 y C_3 , fig. 3.3.9A). Los esfuerzos principales del tensor ideal C_1 y C_3 están contenidos en el plano definido por el eje de deslizamiento y la normal al plano de falla. El eje C_1 forma un ángulo de $B = 45 - \phi/2$ con el eje de deslizamiento, y un ángulo de $45 + \phi/2$ con la normal a la falla, siendo $\phi = \arctan \mu$. Si se calculan los ángulos entre los ejes principales del tensor ideal (C_1, C_2, C_3) y los del tensor general ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) para cada falla de la población (fig. 3.3.9B), se puede definir el **ángulo de desviación medio de los ejes principales (t)** para el conjunto de fallas explicadas:

$$t = \frac{(C_1 \wedge \sigma_1) + (C_2 \wedge \sigma_2) + (C_3 \wedge \sigma_3)}{3} \quad [3.25]$$

Sin embargo, para casos radiales (ej. $\sigma_2 \approx \sigma_3$), grandes ángulos entre $C_2 \wedge \sigma_2$ y $C_3 \wedge \sigma_3$ no indican grandes desviaciones angulares entre los dos tensores. Para compensar este efecto, Reches *et al.* (1992) redefinen el valor de t, que pasa a ser:

$$t = \frac{(1-R) C_1 \wedge \sigma_1 + R (C_3 \wedge \sigma_3)}{2} \quad [3.26]$$

donde $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. Así, para casos de R muy bajos, la desviación se determina principalmente por la desviación del eje σ_1 , y viceversa para los casos con R muy altos. Estas

variaciones están de acuerdo con las implicaciones de las variaciones de los valores extremos de R: bajos valores de R indican que cualquier posición en el plano perpendicular a σ_1 puede contener a σ_2 y a σ_3 . El **ángulo de desviación de los ejes principales (PAM)** de todas las fallas de la población (K) es:

$$PAM = \frac{\sum_{i=1}^k t_i}{K} \quad [3.27]$$

2) **Desviación angular de deslizamiento (SM, slip misfit).** Es el ángulo de desviación entre el eje de deslizamiento medido en el campo (S) y la dirección del esfuerzo de cizalla máximo en el plano (τ) (fig.3.3.9A). La dirección de τ se calcula sustituyendo el tensor general y la dirección del plano de falla, y SM es el ángulo medio entre el eje observado y el eje calculado de todas las fallas. Este ángulo SM es el mismo criterio que el utiliza el método de Etchecopar, así como otros métodos de inversión (Delvaux, 1994).

Selección de la mejor solución

Reches *et al.* (1992) indican que el ángulo SM es menos restrictivo que el PAM y puede anularse para muchos tensores generales. Por ejemplo, si el plano σ_1 - σ_3 del tensor general (PG, fig. 3.3.9B) coincide con el plano definido por el eje de deslizamiento y la perpendicular a la falla (PC en 3.3.9A), SM se anula para valores de β entre $0 < \beta < 90$. Por otro lado, bajo esas mismas condiciones, el PAM se anula sólo para una orientación definida por $\beta = 45 - \phi/2$. Además, el valor de SM no está directamente constreñido por el coeficiente de fricción (μ) de la falla, a diferencia del PAM.

Por todas estas razones Reches *et al.* (1992) adoptan el PAM como criterio básico para la elección de la solución óptima, aunque también hay que tener en cuenta otros criterios:

✧ Los ángulos de desviación PMA y SM entre ejes principales observados y calculados y los ejes de deslizamiento han de ser mínimos.

✧ El coeficiente de fricción medio (μ) ha de ser lo más próximo posible a 0.8 (Byerlee, 1978)

✧ La cohesión residual calculada debe ser resistente al deslizamiento ($C \geq 0$).

Contraste con otros métodos fundamentados en la ecuación de Bott

Los métodos previos de análisis poblacional de fallas que se basan en la ecuación de Bott (1959) son, básicamente, algoritmos que buscan un tensor de esfuerzos que haga mínima la desviación entre la estría calculada para el tensor y la observada en el campo. En la mayor parte de los casos estudiados, tanto por Reches (1987) como en este trabajo, el error cuadrático de la desviación angular entre la estría teórica y la observada (SM), aumenta de una forma no lineal con el coeficiente de fricción (μ). De este modo, si sólo se tiene en cuenta este criterio en la búsqueda de la solución, se asume un coeficiente de fricción poco realista ($\mu = 0$).

El método de *inversión de esfuerzos* implica la compatibilidad mecánica de todas las fallas explicadas, mientras que en otros métodos (como el de Etchecopar), es necesario interpretar subjetivamente la proyección de las fallas sobre el círculo de Mohr para evaluar la veracidad de la solución, ya que no se conoce el valor de la fricción media. Además, se trata de un método flexible, ya que permite elegir entre un abanico de soluciones, en función de varios parámetros de calidad. En este sentido, Célérier (1988) ha demostrado, mediante modelización numérica, que si se considera la fricción en el proceso de inversión junto con la hipótesis de Wallace-Bott, el rango de precisión en el cálculo del tensor de esfuerzos es mucho mayor.

Recientemente Yin y Ranalli (1995) han propuesto otro método para calcular la fricción a partir de una población de fallas, en el cual, en lugar de calcular el tensor para una fricción media, la búsqueda se realiza optimizando el valor de la diferencia de esfuerzos normalizada. El problema de ambas aproximaciones es que una dispersión de cualquiera de los dos parámetros (fricción o diferencia de esfuerzos) se traduce en la variación del otro. No obstante, los intervalos de confianza que obtienen Yin y Ranalli (1995) con su método son siempre mayores para la fricción que para la orientación de los ejes principales de esfuerzos, lo que implica que la geometría de las fallas construye más la orientación del campo de esfuerzos que las magnitudes de la diferencia de esfuerzos o el valor de la fricción. Esto se traduce en la buena concordancia de todos los métodos de inversión en el cálculo de las orientaciones de los ejes principales de esfuerzos, independientemente del modo de resolver el problema inverso de cada uno de ellos.

3.3.4 - APLICABILIDAD DE LOS MÉTODOS BASADOS EN LA HIPÓTESIS DE WALLACE-BOTT EN CASOS EXTREMOS

La formulación del problema inverso asume que el campo de esfuerzos es homogéneo en espacio y tiempo a la escala de los datos utilizados. De este modo, los métodos de inversión de esfuerzos no tienen en cuenta de un modo explícito las variaciones en el deslizamiento que se pueden producir debido a una serie de factores argumentados por los detractores de estos métodos. De entre todos estos factores que pueden influir en la validez de los resultados, destacan los siguientes:

- ✧ la geometría del plano de falla (y su terminación)
- ✧ la superficie de la tierra (interfase aire-sólido)
- ✧ anisotropías friccionales dentro del plano de falla
- ✧ la interacción entre diferentes fallas.

Sin embargo, la validez de que un estado de esfuerzos homogéneo produce el deslizamiento independiente de varios planos de falla con diferentes orientaciones, siguiendo la ecuación de Bott, es un hecho contrastado, tanto empírica como numéricamente, tal y como se describe a continuación.

A) Criterio empírico

Las determinaciones de paleoesfuerzos mediante métodos computerizados de inversión de esfuerzos basados en la formulación desarrollada por Carey y Brunier (1974), que asumen la hipótesis de Wallace-Bott, se han generalizado en los estudios estructurales frágiles desde finales de los años 70. Todos los métodos desarrollados basados en las premisas anteriores, y los usuarios de los mismos, han señalado la consistencia de los resultados obtenidos, así como la interpretabilidad de los mismos desde un punto de vista geológico.

Además, los resultados que estos métodos proporcionan presentan unas desviaciones angulares medias sorprendentemente bajas, teniendo en cuenta las incertidumbre en la toma de datos en el campo, así como la propia dispersión natural de los mismos.

Por otra parte, hay que destacar la congruencia entre los resultados en el cálculo de paleoesfuerzos obtenidos a partir de estos métodos de inversión con los obtenidos a partir de otras metodologías completamente diferentes como son las maclas de calcita (Lacombe *et al.*, 1990; García

Cuevas *et al.*, 1995), diaclasas (Bouroz, 1990), medidas de esfuerzos *in situ* y roturas en sondeos (Zoback *et al.*, 1989; Zoback, 1992). El resultado de ello es que la fiabilidad que se asigna a los estados de esfuerzo obtenidos a partir de fallas, es similar a la que se otorga a los mecanismos focales de terremotos o a otras técnicas instrumentales (*hidrofracturación*), medidas de esfuerzos *in situ*, *borehole breakouts*, etc. (Zoback, 1992; Gölke, 1996).

B) Modelización numérica

La segunda vía que demuestra la aplicabilidad de los métodos de inversión de esfuerzos a partir de fallas con estrías, consiste en una serie de modelizaciones numéricas realizadas recientemente, y cuyo objetivo es calcular las desviaciones entre los esfuerzos de cizalla teóricos y los deslizamientos de las fallas en situaciones críticas.

De este modo, Pollard *et al.* (1993) han realizado modelizaciones numéricas de las geometrías de las fallas en un semiespacio elástico, con el objetivo de evaluar la variación entre la dirección del esfuerzo de cizalla resuelto sobre el plano de falla (τ) y el vector de deslizamiento. Estos autores concluyen que las desviaciones causadas por el efecto de la geometría de la falla (relación ancho/largo) y por el efecto de la superficie de la tierra (interfase aire/sólido) son insignificantes en todos los casos modelizados, dado el grado de precisión en la toma de datos. Por el contrario, en el

caso de la interacción entre diferentes fallas, los desviaciones pueden ser significativas (máximo de 40°) en el caso de pequeñas fallas situadas en el extremo de grandes fallas. No obstante, incluso en estos casos, en más del 80% de los segmentos uniformemente repartidos por todas las superficies de las fallas, la desviación es menor de 10° (fig. 3.3.10).

Por otra parte Dupin *et al.* (1993) han comprobado la validez de las premisas asumidas por los métodos de inversión mediante el análisis con elementos discretos (*3-D Distinct Element Method*), técnica capaz de simular en tres dimensiones la respuesta mecánica de sistemas compuestos de bloques discretos. Estos autores han comprobado la validez de la hipótesis de Wallace - Bott en estados de esfuerzos *andersonianos*, sobre una o varias fallas oblicuas, así como en sistemas con interacción y/o intersección entre planos de falla. Las principales conclusiones de tales modelizaciones son:

✧ En la mayor parte de los casos prácticos, la hipótesis de Wallace-Bott es válida como primera aproximación. Esto se confirma especialmente donde los espaciados entre las fallas son lo suficientemente grandes como para prevenir interacciones mecánicas.

✧ En los casos donde el espaciado entre las fallas es pequeño, o bien éstas se intersectan entre sí, los resultados sugieren que las desviaciones angulares importantes son raras. Por lo tanto, estos autores afirman que el modelo continúa siendo

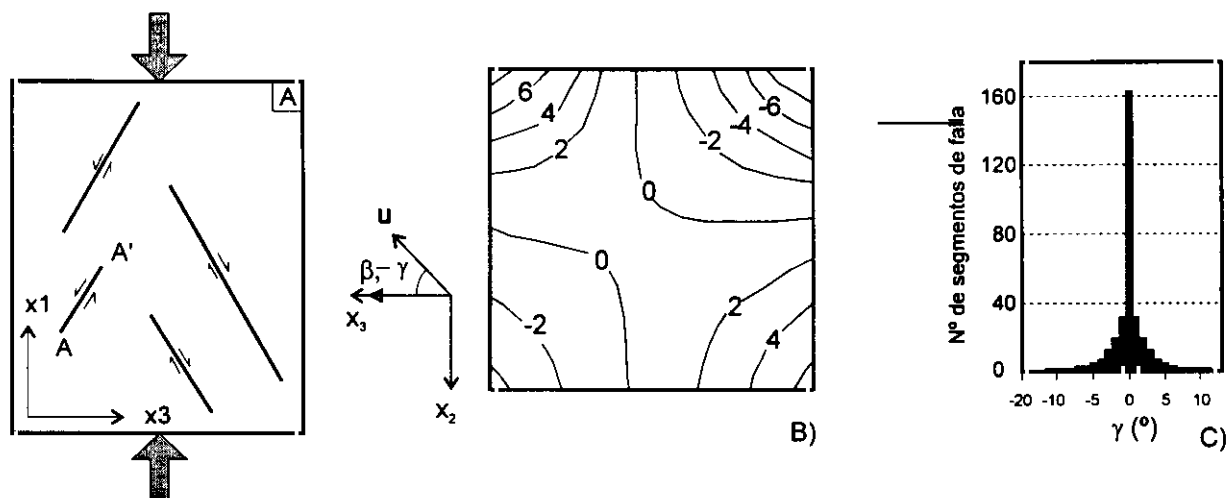


Figura 3.3.10: A) Distribución de fallas en planta, activas bajo una compresión según el eje N-S. B) Distribución de la discrepancia angular entre el deslizamiento y el máximo esfuerzo de cizalla en el plano A-A'. C) Histograma del número de segmentos que presentan un valor de discrepancia angular determinada, para esta distribución de fallas (modificado de Pollard *et al.*, 1993).

válido en estos casos como primera aproximación, sobre todo si las poblaciones de fallas son lo suficientemente grandes y presentan geometrías variadas.

Estos autores hacen especial hincapié en la importancia de obtener el mayor número de datos posibles, en orden a atenuar estadísticamente las perturbaciones locales producidas por las interacciones mecánicas y cinemáticas entre las fallas. En este sentido, si se tienen en cuenta unas ciertas consideraciones a la hora de tomar los datos, la hipótesis de Wallace - Bott es aplicable para el cálculo del tensor de paleoesfuerzos en una estación mesoscópica determinada. Las consideraciones a cumplir, dentro de lo posible, son:

- ✧ Obtener el mayor número de datos posible.
- ✧ Evitar los extremos de las fallas y las intersecciones entre ellas a la escala del afloramiento.
- ✧ No tomar medidas donde las estrías sean curvas.

Por último cabe resaltar que las perturbaciones o las variaciones de los esfuerzos a una escala mayor que la de observación (entre diferentes estaciones), deben ser interpretadas teniendo en cuenta otros criterios que se discuten posteriormente (perturbaciones y/o permutaciones de los ejes de esfuerzo).

3.3.5 - MARCHA ANALÍTICA SEGUIDA EN EL CÁLCULO DE LOS TENSORES DE PALEOESFUERZO

Para interpretar los datos micro y mesoestructurales obtenidos en el campo, resulta imprescindible seguir un análisis ordenado y apoyado por métodos informáticos, dado el ingente volumen de datos que se tienen en cuenta en este tipo de trabajos. Sólo de esta manera es posible relacionar datos entre sí, o bien acceder rápidamente a los de una estación de análisis. El proceso analítico seguido en nuestro caso se describe a continuación (fig. 3.3.11).

1 - El primer paso ha consistido en el almacenamiento en una base de datos compatible con los paquetes comerciales, de todos los datos recogidos en las estaciones de análisis mesoestructural (fallas, planos de S_0 , estilolitos, grietas de tracción, ejes de pliegues,...). Para ello se ha utilizado el programa *Cratos* v1.0 bajo Windows (De Vicente *et al.*, inédito), el cual incluye un módulo de gestión y edición de bases de datos

diseñado específicamente para el tratamiento de datos estructurales. De este modo, es posible almacenar tanto los datos numéricos de orientaciones de los elementos estructurales (incluyendo los criterios de calidad), como el resto de la información geográfica y geológica.

2 - Una vez almacenada la información de cada estación, se ha procedido a un primer análisis geométrico mediante la representación, en proyección estereográfica, de los elementos estructurales medidos en el campo. Este paso ha incluido la construcción de diagramas de rosas e histogramas de direcciones, diagramas de contornos de polos, así como un análisis mediante autovectores para estudiar la distribución espacial de los elementos geométricos lineales (polos de S_0 , estilolitos, etc.). Este primer análisis ha proporcionado una primera idea de la existencia de poliaactividad tectónica en la estación, así como de las direcciones estructurales y de compresión y/o extensión dominantes. Esta información, junto con el resto de los datos macroestructurales, resulta de vital importancia para interpretar correctamente los resultados que proporcionan los métodos de análisis poblacional de fallas.

3 - El siguiente paso ha consistido en el análisis de las poblaciones de fallas, mediante los diferentes métodos de inversión descritos anteriormente. El orden de utilización ha sido el siguiente

a) Modelo de deslizamiento. El empleo de este método en primer lugar se debe a su utilidad para separar grupos de datos que se acomodan a una misma dirección de acortamiento o extensión horizontal, y porque permite asignar sentidos de movimiento teóricos a las fallas a las que no se les ha podido asignar en el campo. Estas dos acciones resultan muy útiles para los tratamientos de inversión posteriores. El análisis, incluyendo los cálculos y los diagramas, se ha realizado mediante el módulo *Fex* del programa *Cratos*. Durante la aplicación del modelo de deslizamiento, se ha comprobado el cumplimiento de las premisas necesarias por parte de los datos de campo, además de los posibles errores angulares en la toma de éstos con un rango máximo de $\pm 5^\circ$. En el caso de existir un desajuste generalizado de los datos, se ha comprobado la presencia de deformaciones posteriores, retrodeformando la posible estructura previa a su posición original. Cabe destacar que, exceptuando dos poblaciones completas, una en arcillas y yesos del Mioceno medio (Escariche), y

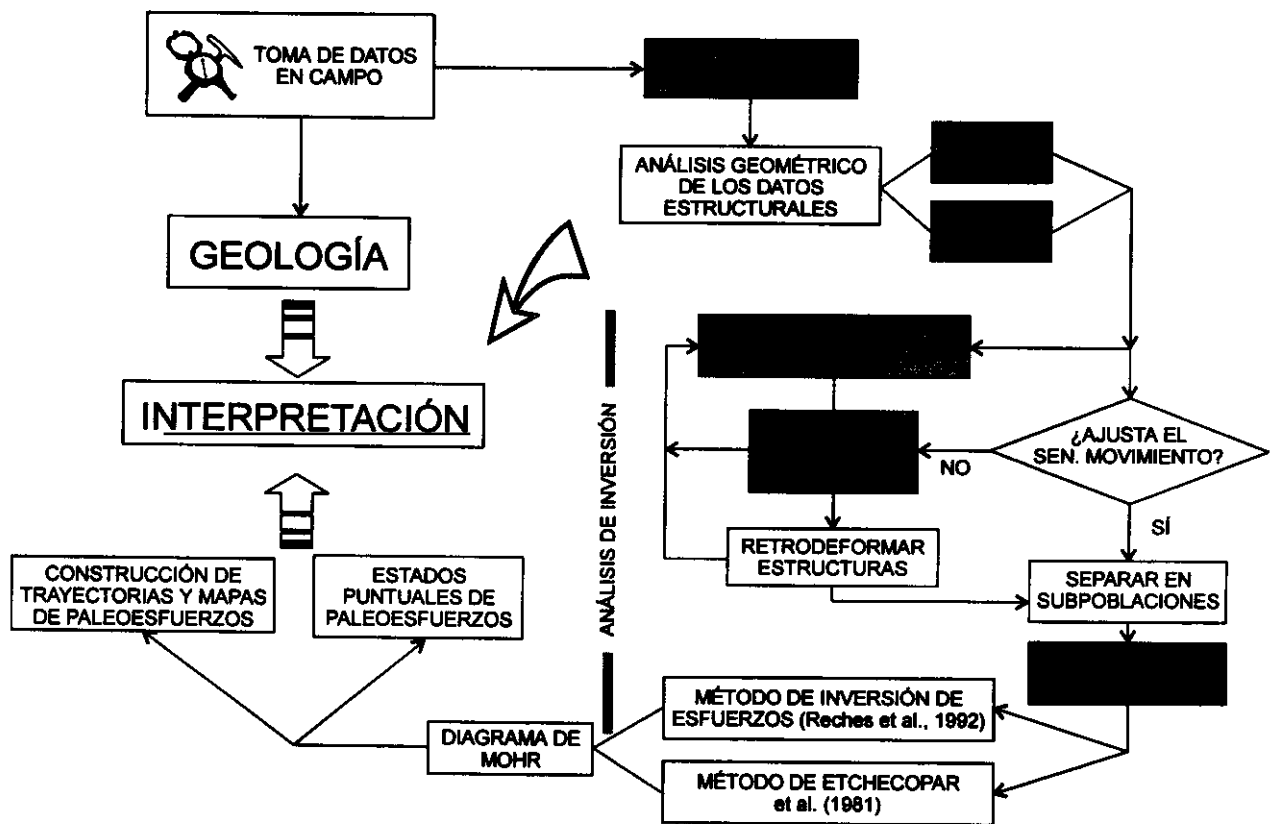


Figura 3.3.11: Diagrama de flujo de la marcha analítica seguida durante el proceso de inversión de esfuerzos (ver texto para la explicación).

otra en arcillas cuaternarias (Río Mayor), el modelo de deslizamiento ha sido aplicable en más de un 90 % de los datos de campo obtenidos en bruto en el resto de las estaciones. Además del análisis numérico, se han realizado una serie de representaciones gráficas con los resultados obtenidos del mismo, que incluyen los diagramas C/B, Ey/K' y rosas de Dey.

b) Diedros rectos. Este método se ha aplicado tanto a los conjuntos totales de los datos de cada estación, como a las subpoblaciones divididas con el modelo de deslizamiento. De este modo se han obtenido soluciones gráficas que han permitido comprobar la presencia de más de un estado de esfuerzo / deformación en cada estación. La aplicación del método de los diedros rectos se ha realizado mediante el módulo *Drec* del programa *Cratos*.

c) Método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992). En primer lugar se trataron las poblaciones completas, comparándose los

resultados con los de los dos métodos anteriores. En caso de obtener soluciones de esfuerzos similares a los obtenidos con los dos métodos anteriores, se utilizaron las subpoblaciones subdivididas mediante el *modelo de deslizamiento*. En el cálculo de los tensores de esfuerzos se han incluido los datos con el sentido de movimiento observado en el campo, y los datos con el sentido de movimiento teórico deducido con el modelo de deslizamiento cuando no se observaba en el campo. Por este motivo no siempre han coincidido el número de fallas tratados con los dos métodos. Para el cálculo numérico se ha utilizado el programa *Stress*, descrito anteriormente, y se han seguido los criterios de selección de la solución ya mencionados. Para cada tensor de esfuerzos, se han calculado los márgenes de confianza angular en el cálculo de los ejes principales de esfuerzos por medio del muestreo con reemplazamiento descrito anteriormente.

Con los parámetros mecánicos y dinámicos obtenidos mediante el programa *Stress*, se ha realizado una proyección en el círculo de Mohr

mediante el programa *Mohr* (Muñoz Martín, inédito) de los planos de falla, las magnitudes relativas de los ejes principales, y el valor del coeficiente de fricción medio al que mejor se ajustaba la población. Este análisis proporciona información muy útil sobre las condiciones mecánicas de la fracturación, en especial sobre el carácter de neoformación / reactivación de las poblaciones de fallas, las cuales se discuten en el siguiente apartado.

d) Método de Etchecopar (Etchecopar *et al.*, 1981; Etchecopar, 1984). Para el cálculo de los tensores de esfuerzos, se han utilizado las dos opciones de lanzamiento del programa (Faille, Etchecopar *et al.*, 1981):

- ✧ El lanzamiento de 200 tensores al azar.
- ✧ Utilización de los resultados obtenidos con los métodos anteriores como condiciones iniciales de búsqueda (*semillas*). Los criterios de selección de la solución utilizados durante la aplicación de este método son los señalados por Casas (1990).

3.4 - ALGUNAS CUESTIONES SOBRE EL CÁLCULO E INTERPRETACIÓN DE LOS PALEOESFUERZOS

La aceptación de la teoría de la tectónica de placas en la década de los sesenta ha conducido a un gran avance y entendimiento de un amplio rango de procesos tectónicos. Así, y de un modo consistente con las principales predicciones de la tectónica de placas, se ha demostrado que la mayor parte de la actividad tectónica y volcánica, y un 90% de la sismicidad mundial se producen cerca de los límites de las placas, debido a las fuerzas relacionadas con movimientos transformantes, convergentes y divergentes (fig. 3.4.1).

Las compilaciones a escala planetaria de datos de esfuerzos (*World Stress Map Project*, Zoback *et al.*, 1989; Zoback, 1992) y numerosos estudios numéricos desarrollados por diversos autores (Cloetingh y Wortel, 1985, 1986; Wortel y

Cloetingh, 1981, 1983, 1986; Jurdy y Stephanik, 1991; Wortel *et al.*, 1991; Richardson, 1992; Grünthal y Stromeyer, 1992; Gölke y Coblentz, 1996; Gölke, 1996) han demostrado que el patrón primario del campo de esfuerzos a escala global, está claramente relacionado con las fuerzas conductoras tales como el empuje de la dorsal (F_{ED}) y la tracción de la placa que subduce (F_{TP} , figs. 3.4.1 y 3.4.2). Las evidencias se encuentran en el hecho de que los campos de esfuerzos intraplaca son fundamentalmente de tipo compresivo (σ_1 horizontal), así como en la existencia de dominios de esfuerzos uniformes que alcanzan varios miles de Km (Norteamérica o Europa occidental (fig. 3.4.2; Zoback, 1992; Müller *et al.*, 1992). A una escala menor, el campo de esfuerzos en la corteza terrestre puede ser uniforme sobre varios cientos de

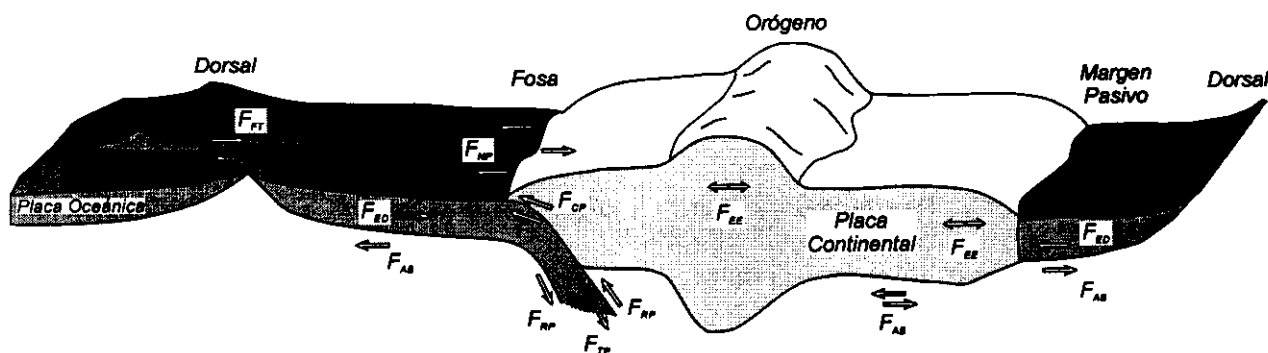


Figura 3.4.1: Esquema de las fuerzas involucradas en un límite de placas convergente (izquierda) y en un margen pasivo (derecha): las principales fuerzas conductoras son el empuje de la dorsal (F_{ED}), y la tracción de la placa que subduce ("slab pull", F_{TP}). Las fuerzas resistentes, dispuestas en la fosa y en la zona de subducción, están relacionadas con fenómenos de flotabilidad composicional (F_{FC}), resistencia en el contacto entre las placas (F_{CP}), y resistencia de la placa por cizallamiento viscoso a lo largo de la interfase placa - manto superior (F_{RP}). Otras fuerzas se asocian con el arrastre basal de la placa (F_{AB}), el movimiento a lo largo de las fallas transformantes (F_{FT}), y la fuerza neta ejercida por la placa que subduce sobre la placa colindante (F_{NT}). En los márgenes pasivos (derecha), además del empuje de la dorsal (F_{ED}), aparecen esfuerzos extensivos relacionados con variaciones laterales de densidad (F_{EE}), así como con fenómenos de carga / descarga asociados con la sedimentación y las glaciaciones (modificado de Forsyth y Uyeda, 1975 y Wortel *et al.*, 1991, en Gölke, 1996).

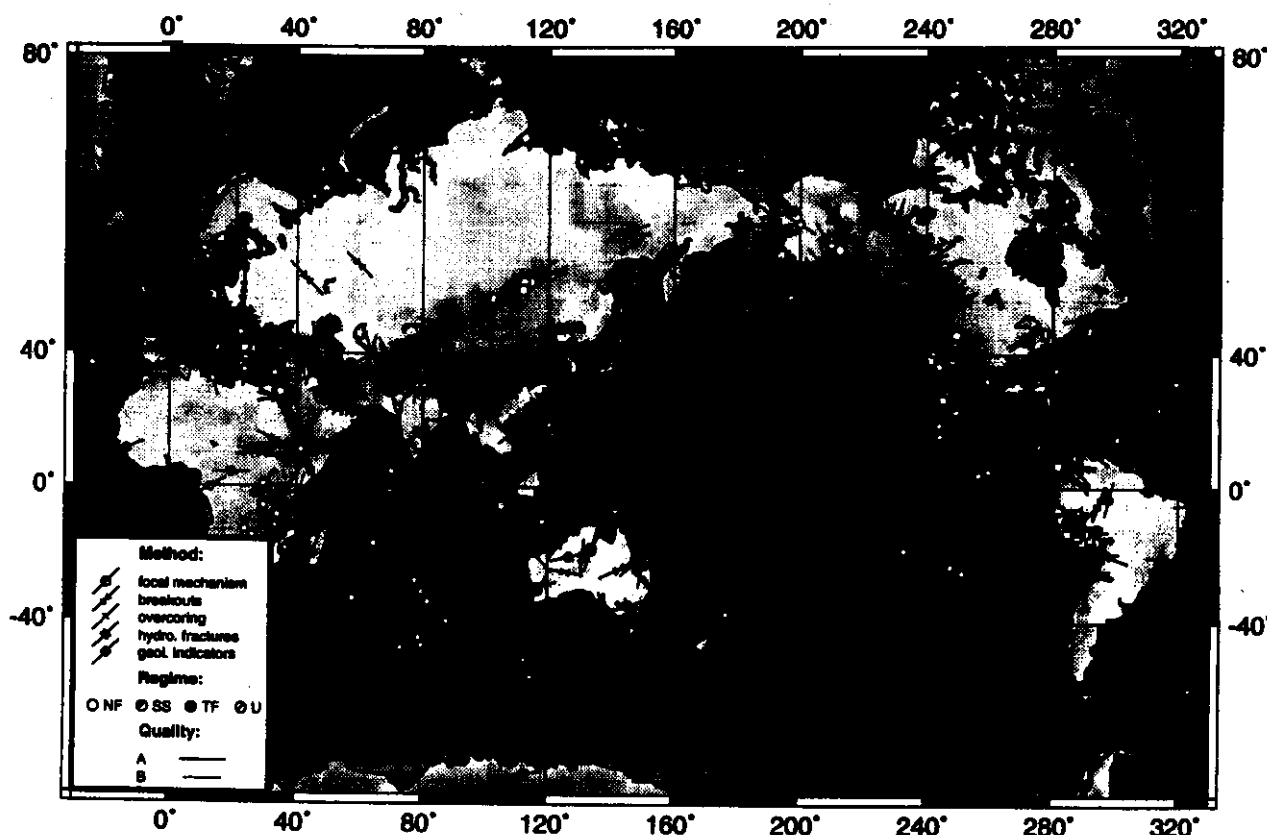


Figura 3.4.2: Mapa de esfuerzos actuales del mundo (World Stress Map) dibujado sobre la topografía media. Para cada dato con calidad A-C, se ha proyectado la orientación del esfuerzo máximo horizontal (σ_{HMAX}), siendo la longitud proporcional a la calidad. Cabe destacar la orientación uniforme ENE de σ_{HMAX} de la placa Norteamericana con un régimen de esfuerzos compresivo y/o en dirección. Europa Occidental se caracteriza por presentar un σ_{HMAX} orientado NO, dentro de un régimen general de desgarre (datos del World Stress Map Project, mantenido en la actualidad en la Universidad de Kalsruhe, modificado de Gölke, 1996).

Km (campo de esfuerzos regional), o dentro de un rango superior a las decenas de Km (campo de esfuerzos local).

No obstante, y aunque las trayectorias son uniformes a escala global, en muchas regiones (Europa Occidental, Norteamérica,...), las direcciones de los esfuerzos no son siempre paralelas a las trayectorias del movimiento relativo entre las placas. Estas excepciones se producen tanto en cinturones de deformación reciente (Caucaso), como en viejos dominios cratónicos (Australia).

Por otra parte, los modelos geodinámicos desarrollados para esas zonas de peor ajuste, realizados a una menor escala y teniendo en cuenta la presencia de bloques entre las grandes placas tectónicas, parecen ajustar mejor que las trayectorias de esfuerzos globales para esa región (Drewes y Geiss, 1986; Rebañ *et al.*, 1992). Esto se debe a que la realización de los modelos a una menor escala permite considerar la presencia de

heterogeneidades y discontinuidades que no se pueden incluir en los modelos de escala mayor. En este sentido, numerosos trabajos desarrollados a escalas regionales o de afloramiento (Mattauey y Mercier, 1980; Xiaohan, 1983; Simón, 1984; Guimerá, 1988; Casas, 1990; etc...) demuestran que la orientación de los paleoesfuerzos en un lugar determinado puede ser muy diferente de las direcciones medias de los esfuerzos regionales, en función de las estructuras locales y heterogeneidades de la corteza.

Recientes trabajos sobre modelizaciones de campos de esfuerzos (Cloetingh y Wortel, 1986; Zoback y Magee, 1991; Grünthal y Stromeyer, 1992; Bada *et al.*, 1996; Gölke *et al.*, 1994; Gölke, 1996) también indican claramente que las orientaciones de los esfuerzos dependen de la geometría de los límites entre bloques con diferentes características reológicas, de la presencia de zonas de debilidad, y de las condiciones de contorno que se apliquen en los diferentes límites.

Sin embargo, y a pesar de que estos estudios realizados a una escala menor muestran variaciones importantes en las orientaciones de esfuerzos, las trayectorias de esfuerzos son consistentes con la cinemática de las estructuras que se observan (fig. 3.4.3).

Todos estas apreciaciones, que inciden sobre los problemas de escala inherentes a la definición del estado de esfuerzos, han llevado a Rebaï *et al.* (1992) a introducir el concepto de *estado de esfuerzos medio a una escala determinada*. Asociado a este concepto, y a cualquier escala, se deducen las *desviaciones de esfuerzo*, definidas por estos autores como las diferencias angulares entre la dirección de esfuerzo local y la dirección de esfuerzo medio definido a una escala mayor (fig. 3.4.3).

Teniendo esto en cuenta, los campos de esfuerzo que a la escala regional se pueden considerar de primer orden, pueden ser a su vez efectos locales (*perturbaciones*) asociados a macroestructuras mayores y/o a la superposición temporal y/o espacial de diferentes campos de esfuerzos (Simón, 1990). Por lo tanto, no conviene perder de vista la *escala* en la que se han deducido unos determinados estados de esfuerzo a la hora de interpretar la tectogénesis de las estructuras

presentes en esa zona. De este modo, pueden ser perfectamente compatibles modelos globales que, debido a la escala a la que se han definido, pueden no explicar los esfuerzos y las estructuras asociadas que se observan a una escala menor.

Además de considerar la *escala* de observación y de construcción del modelo de esfuerzos, hay que tener en cuenta una serie de hechos, que pueden intervenir en la generación de un determinado campo de esfuerzos (Simón, 1990):

- 1) Marco geodinámico en el que se integran los esfuerzos y las deformaciones en esa zona.
- 2) Inhomogeneidades espaciales y temporales de los campos de esfuerzos.
- 3) Actuación conjunta de diferentes campos y/o fuentes de esfuerzo.

Por último, debemos tener siempre en cuenta que mediante las técnicas de inversión de planos de falla con estrías, sólo se obtienen las orientaciones y las magnitudes relativas de los ejes principales de esfuerzos. Por este motivo, y salvo que contemos con otras fuentes adicionales de información, difícilmente podremos evaluar las variaciones en la intensidad de los esfuerzos dentro de un mismo campo de paleoesfuerzos.

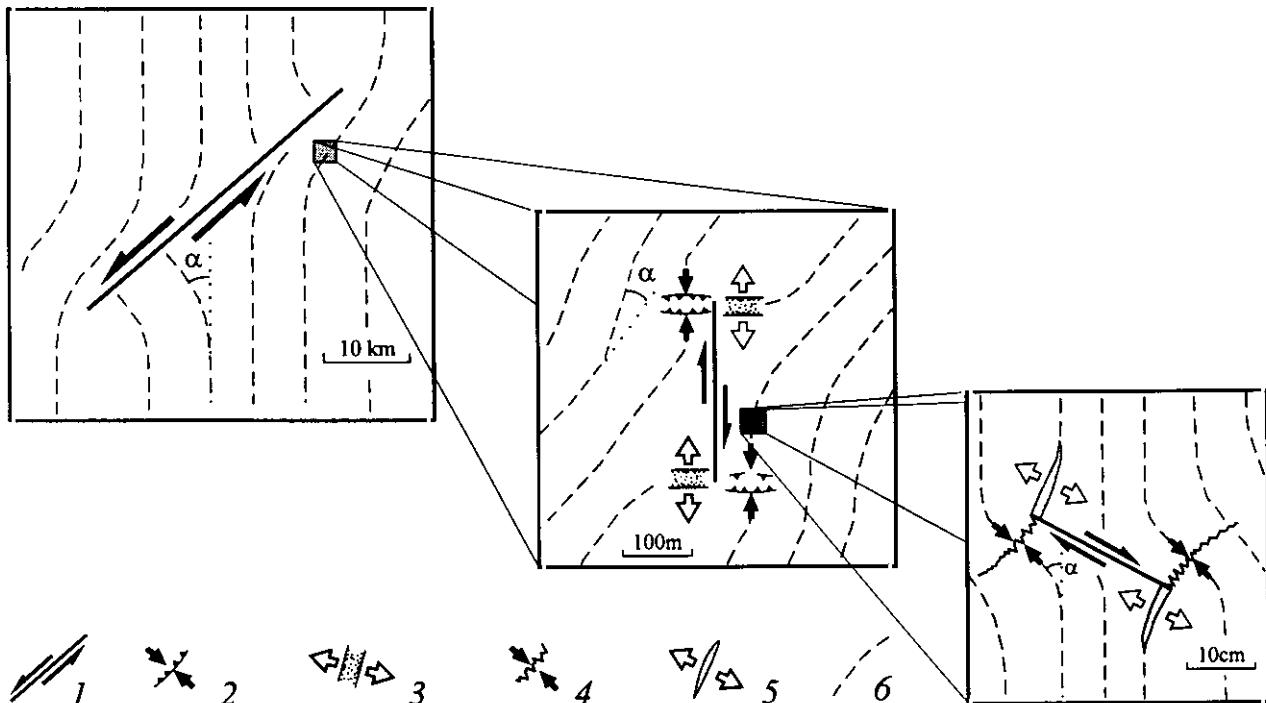


Figura 3.4.3: Ejemplos de desviaciones de esfuerzos a diferentes escalas asociadas a estructuras previas. α es la diferencia angular entre la dirección de esfuerzo local y la dirección de esfuerzo medio a la escala considerada (modificado de Rebaï *et al.*, 1992).

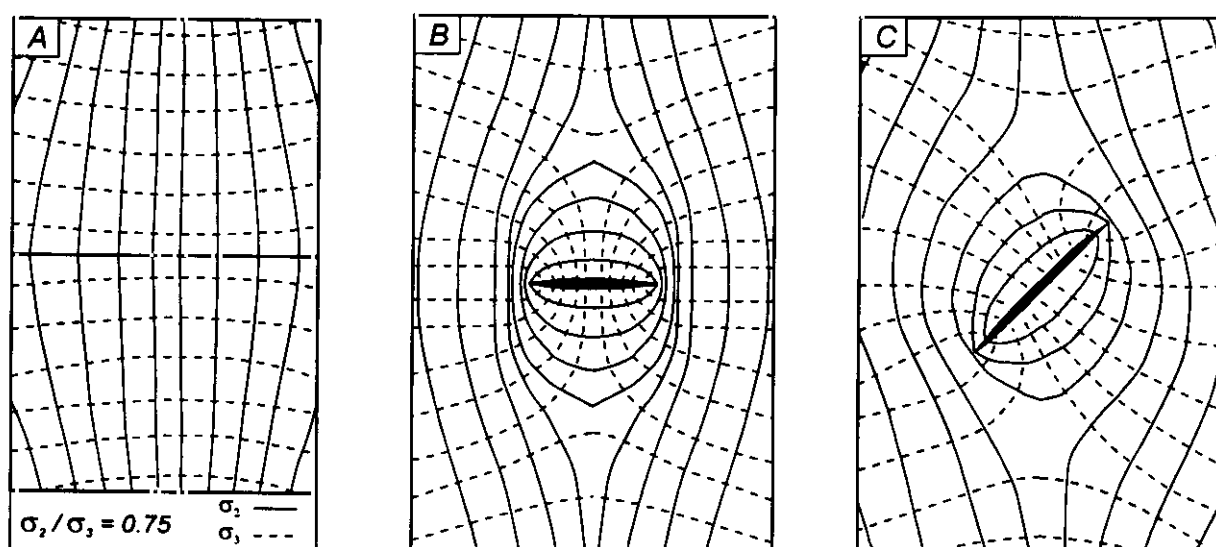


Figura 3.4.4: Trayectorias de esfuerzos perturbadas, en un campo general N-S (A) debido a la presencia de discontinuidades previas para el caso de B) una fractura perpendicular, y C) oblicua 45° al campo N-S (modificado de Simón et al., 1988a).

3.4.1 - PERTURBACIONES LOCALES DEL CAMPO DE ESFUERZOS REGIONAL

Hay dos tipos básicos de perturbaciones de campos de esfuerzos: 1) las debidas a la existencia de estructuras mayores (fig. 3.4.4), y 2) las producidas por la interferencia espacial y/o temporal de dos o más campos de esfuerzos. El efecto que causan ambos tipos de perturbaciones es la rotación de los ejes principales, así como la variación de la forma del elipsoide (R).

Respecto a las primeras, las perturbaciones relacionadas con la presencia de fallas previas se deben a dos causas principales: fuerzas friccionales sobre la superficie de discontinuidad, y el efecto de anclaje en los extremos de la misma. Sobre estos aspectos, existen numerosos trabajos tanto teóricos como experimentales que demuestran que las direcciones de σ_1 tienden a hacerse paralelas a las fallas en el relevo compresivo, y perpendiculares en el extensivo (Liu, 1983; Auzias, 1995). Por lo que se refiere a las segundas, el efecto de la interferencia entre campos de esfuerzos diferentes es la generación de un campo de esfuerzos local que es la suma tensorial de los campos iniciales.

La manera de detectar las perturbaciones en las orientaciones de los ejes de esfuerzo / deformación, debidas a accidentes tectónicos importantes, consiste en realizar un control geométrico y geológico preciso de dichas estructuras mayores. Este control está basado

fundamentalmente, en una correcta cartografía geológica y en datos geofísicos, sondeos, etc. En estos casos, resulta posible establecer las relaciones existentes entre un campo de esfuerzos local y la estructuras de mayor escala.

El control del segundo tipo de perturbaciones, originadas por la superposición de dos o más campos de esfuerzos, sólo se puede realizar si se conocen los campos iniciales y se observa un tránsito gradual entre el campo local y el campo regional. La demostración de este tipo de superposiciones se puede realizar a través de la suma tensorial de los campos iniciales con distintas relaciones de magnitud de los mismos, hasta obtener el estado de esfuerzos deducido a partir de los datos de campo (Simón, 1984), o bien mediante el cálculo analítico con elementos finitos (cap. 8).

3.4.2 - PERMUTACIONES ENTRE LOS EJES PRINCIPALES DE ESFUERZOS

La presencia de permutaciones entre los ejes principales de esfuerzo es un hecho demostrado a todas las escalas de observación. El origen de estas perturbaciones está en relación diferentes procesos:

a) El intercambio que se produce entre los ejes de esfuerzo σ_1 y σ_2 durante la relajación que se produce en el esfuerzo máximo tras la ruptura de una muestra en condiciones triaxiales (campo II, fig.3.4.5).

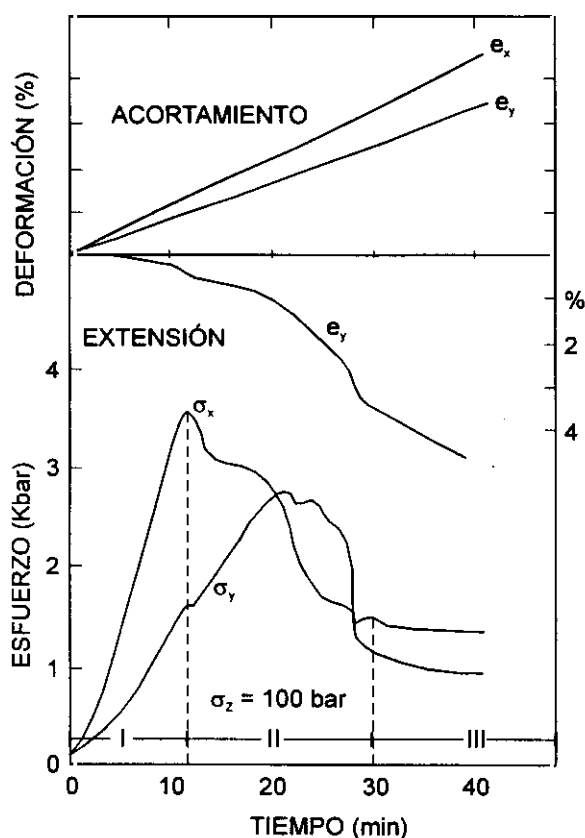


Figura 3.4.5: Relaciones entre esfuerzo y deformación en uno de los experimentos triaxiales de Reches y Dieterich (1983).

b) Posición estructural respecto a de flexiones o pliegues. La escala de este tipo de estructuras oscila entre las que afectan a toda la litosfera (Cloetingh *et al.*, 1993; Ziegler *et al.*, 1995), hasta las escalas métrica o centimétrica.

c) Fenómenos de escape lateral en la horizontal, debido a la presencia de bloques menores.

d) Presencia de deformaciones conducidas, que pueden generar un cambio en el régimen de esfuerzos en el espacio, debido a la acomodación de la deformación en estructuras discretas. Un ejemplo de este tipo de deformaciones es la falla normal de Atacama, en el N de Chile, que acomoda, mediante un régimen extensivo en superficie la deformación compresiva causada en uno de los márgenes más compresivos del planeta (Delouis *et al.*, 1996).

El primer proceso, aunque es capaz de causar familias de estructuras con los ejes σ_1 y σ_2 permutados respecto al estado de esfuerzos relativo a la rotura (campo I) y a la estabilización durante el deslizamiento (campo III), debe tener una menor representatividad, ya que solamente se produce

entre el momento de la rotura y la estabilización del deslizamiento. Por el contrario, los otros tipos de procesos tienen un amplio reflejo tanto a escala micro como meso y macroestructural.

A) Permutaciones de esfuerzos asociadas a la posición estructural en pliegues

Uno de los aspectos más característicos de los pliegues o flexiones es la descomposición del tensor de esfuerzos regional en tensores locales asociados a la propia estructura de la flexión. El ejemplo más claro de este aspecto lo constituye la presencia en los pliegues de una superficie neutra de no deformación finita (Ramsay, 1967), que separa zonas que se encuentran en extensión de otras que se encuentran en compresión, con el desarrollo de fallas normales en el campo extensivo, y fallas inversas en el compresivo (Price y Cosgrove, 1990; fig. 3.4.6A, B y C, foto 3.4.1). Además de estos tipos, se pueden producir fallas normales perpendiculares al eje del pliegue asociadas a la curvatura de la zona de charnela, así como todo tipo de fallas direccionales y/o oblicuas relacionadas con zonas de transferencia entre sectores diferentes del pliegue (fig. 3.4.6D).

El resultado de medir fallas a lo largo del perfil transversal de un pliegue es la obtención de tensores con las mismas orientaciones de los ejes principales, pero con las posiciones relativas de los ejes principales intercambiadas (permutaciones entre σ_1 , σ_2 y σ_3). Para poder detectar esta situación, es indispensable controlar la geometría de la estructura donde se miden las fallas, para evitar el error que supondría interpretar la descomposición del tensor regional en dos etapas de deformación distintas, cuando en realidad son el resultado de un único evento de deformación. Esta situación se complica aún más debido a que la superficie neutra de no deformación finita puede migrar a lo largo del perfil de la estructura, lo que puede conducir a una compleja superposición de fallas de muy distinto carácter, íntimamente relacionadas con el proceso de plegamiento.

Para establecer si existe una relación genética entre los procesos de plegamiento y de fracturación, bastará con comprobar si se cumplen las siguientes condiciones:

✧ Paralelismo entre los ejes de esfuerzos principales deducidos del análisis poblacional de fallas y los elementos geométricos del pliegue (eje, superficie axial,...).

◊ Soluciones de tensores de esfuerzos con permutaciones entre los ejes principales a lo largo de los perfiles de la estructura y que guardan, como criterio básico, la coaxialidad de las orientaciones entre los tres ejes principales.

Este mismo tipo de relaciones entre el desarrollo de permutaciones entre los ejes principales de esfuerzo y la posición estructural, deducidas a la escala mesoestructural, se pueden producir a una escala mayor (fig. 3.4.7), tal y como muestran diversos trabajos sobre esfuerzos recientes y sismicidad desarrollados tanto en grandes cadenas como los Andes y el Himalaya (Sébrier *et al.*, 1985, 1988; Mercier *et al.*, 1987; Delouis *et al.*, 1996), como en zonas intraplaca con deformación baja o moderada (De Vicente *et al.*, 1996b; Herráiz *et al.*, 1996; Giner, 1996).

B) Permutaciones de esfuerzos debido a fenómenos de escape lateral ("extrusiones")

La presencia de discontinuidades en la litosfera impone fuertes constricciones en la cinemática continental, especialmente en zonas con estados de esfuerzo de tipo desgarre. De este modo, cuando convergen dos bloques o placas mayores y existen bloques menores asociados, éstos tienden a escapar según una dirección perpendicular a la de la colisión principal (figs. 3.4.7 y 3.4.8). Estos fenómenos de escape producen en estos bloques unas orientaciones de σ_{HMAX} perpendiculares al

campo regional principal. Ejemplos de este tipo están bien documentados en Turquía (Rebaï *et al.*, 1992), en el sur de España (Vegas, 1992a), en el N de Marruecos (Medina, 1995), y en los Alpes orientales (Ratschbacher *et al.*, 1991a y b).

Otros fenómenos de escape lateral conocidos son aquellos en los que, en lugar de existir bloques en un volumen de corteza o litosfera dado, aparece un nivel de despegue que permite separar en la vertical secciones de corteza con comportamiento diferencial. Un ejemplo de este tipo ha sido descrito en los Alpes (Becker, 1989), donde relacionado con la presencia de las facies evaporíticas triásicas, se produce un desacoplamiento de la cobertera respecto del basamento, originando una rotación en las trayectorias de esfuerzos de hasta 90°. El resultado es la presencia de dos campos de esfuerzos en la vertical con los ejes permutados entre sí, y separados por un nivel de despegue dúctil.

Todos estos procesos también se pueden producir a una escala menor, siendo el resultado la presencia de estados de esfuerzo secundarios con los ejes σ_1 y σ_3 permutados respecto al campo de esfuerzos regional. No obstante, no se puede desechar la idea de estructuras asociadas al campo de esfuerzos mayor en las zonas donde sea dominante el secundario y viceversa.

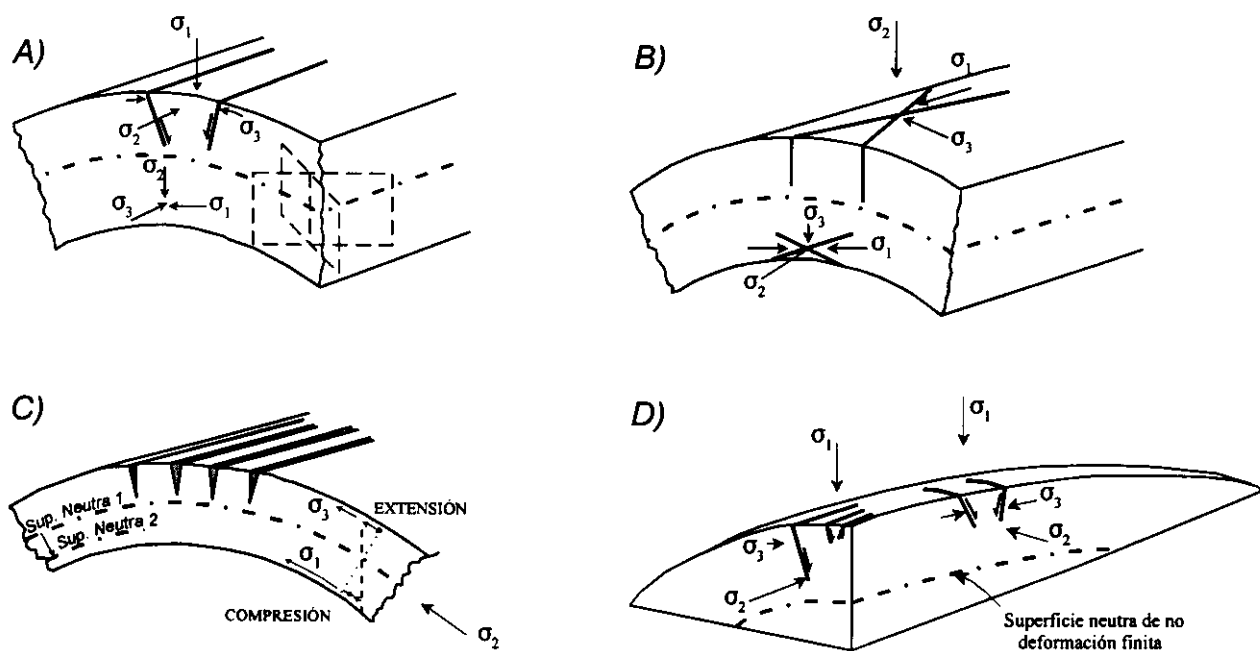


Figura 3.4.6: A, B, C) Tipos de fallas que se desarrollan por encima y por debajo de la superficie neutra de no deformación finita. D) Permutaciones entre σ_2 y σ_3 asociadas a la curvatura del eje del pliegue, con la formación de fallas normales paralelas y normales al mismo (modificado de Price y Cosgrove, 1990).

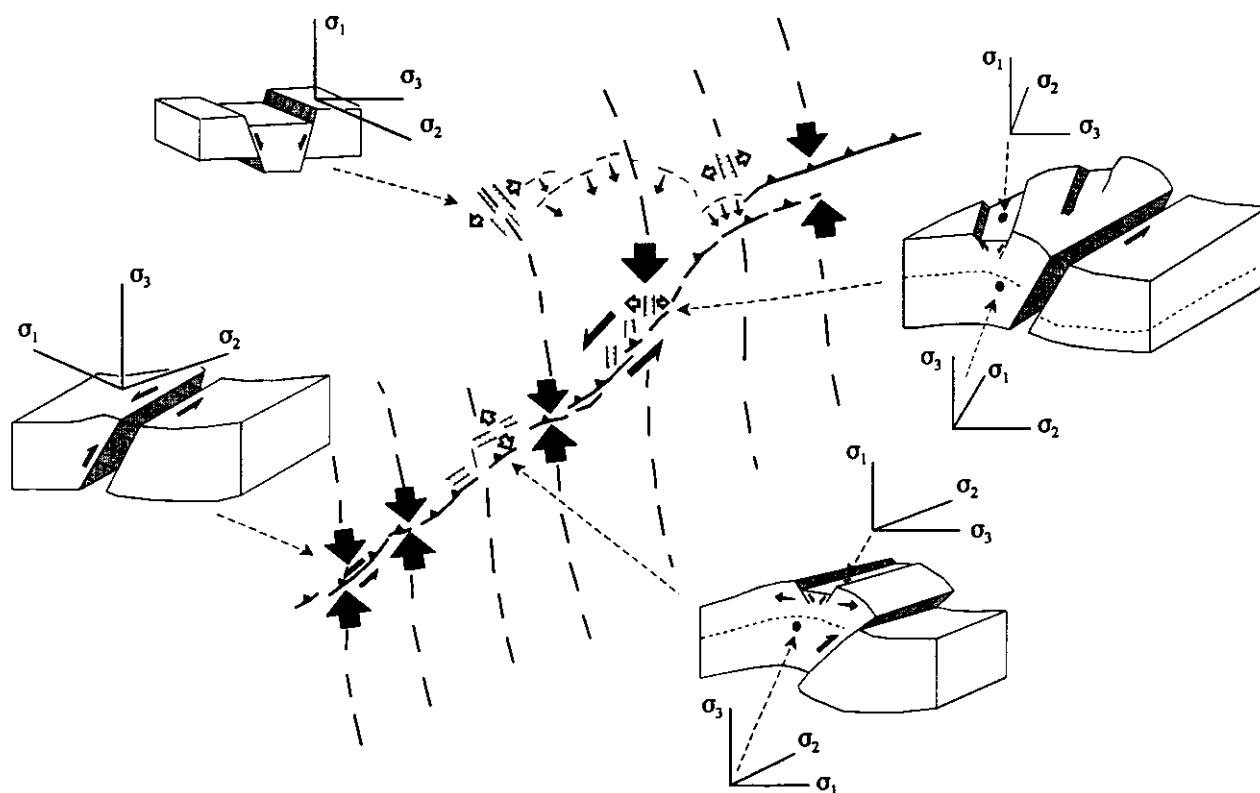


Figura 3.4.7: Ejemplos de permutaciones entre ejes de esfuerzos asociados a las deformaciones originadas en el terremoto del Asnam de 1980 (modificado de Philip y Cisternas, 1983).

3.4.3 - DISCUSIÓN

Si se tienen en cuenta todos los factores enumerados en este capítulo, queda claro que para asignar un conjunto de tensores a un campo de paleoesfuerzos determinado, no es suficiente realizar una simple correlación de orientaciones de direcciones de máxima compresión horizontal (σ_{HMAX} o Dey), sino que resulta imprescindible tener en cuenta los siguientes factores:

✧ **Edad de los estados de paleoesfuerzo.** Si éstos no son coetáneos, se corre el riesgo de representar e interpretar juntos estados de paleoesfuerzo que no estén relacionados con el mismo episodio tectónico. Por ello, resulta imprescindible establecer límites temporales de actuación en función de la continuidad temporal de los procesos tectónicos en una región determinada, y de la escala de la zona estudiada.

✧ **La escala a la que se define el campo de esfuerzos.** Resulta muy conveniente calcular cual es la orientación media de los esfuerzos en la zona estudiada para establecer un contexto *regional*. Sólo así será posible interpretar las *perturbaciones* en las trayectorias de los esfuerzos a esa escala estudiada.

✧ **Posición estructural de cada dato.** Sólo controlando este factor será posible interpretar las posibles *permutaciones* entre estados de esfuerzos en relación a las estructuras mayores.

✧ **Contexto geodinámico.** La presencia de unas condiciones geodinámicas globales que puedan favorecer o no la presencia de fenómenos de escape (regímenes de esfuerzos de tipo desgarre, por ejemplo).

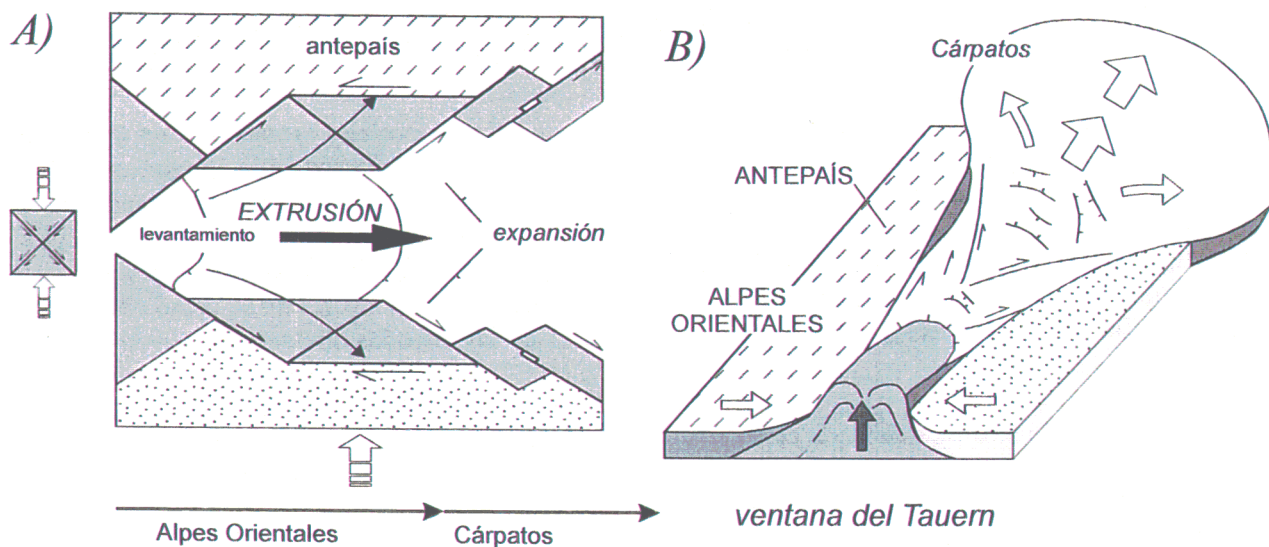


Figura 3.4.8: Modelo cinemático de extrusión lateral en los Alpes orientales siguiendo el modelo de expansión propuesto por Merle (1989) para la tectónica de mantos. A) Vista en planta de la extrusión. El flujo de masa hacia el E se acomoda mediante extensión (flecha central), fallas direccionales y normal-direccionales (en las líneas orientales convexas) y deslizamiento sobre sistemas de fallas conjugadas. B) Bloque diagrama simplificado para el modelo (modificado de Ratschbacher et al., 1991b).

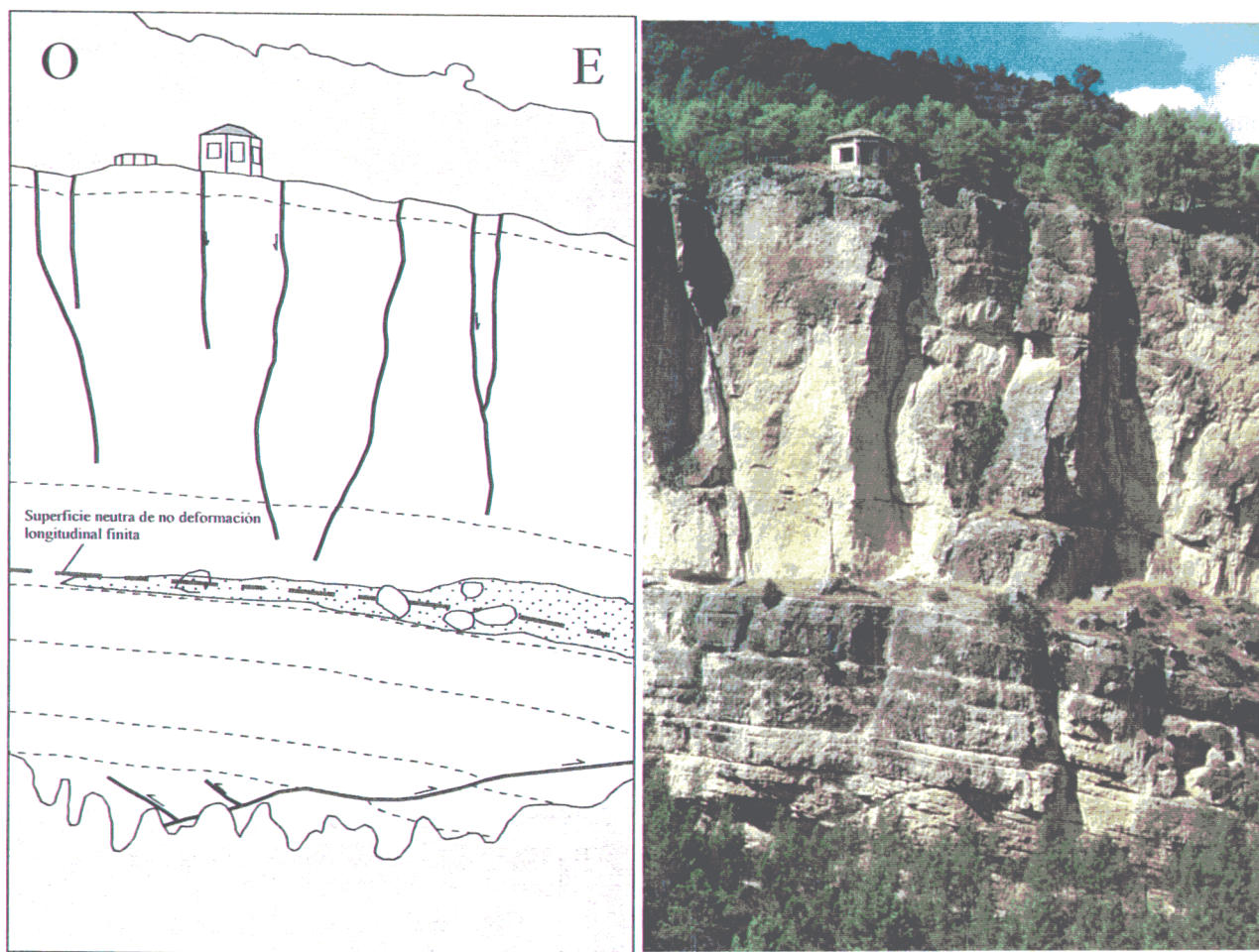


Foto 3.4.1: Distribución de fallas normales e inversas por encima y por debajo, respectivamente, de la superficie neutra de no deformación finita a lo largo del perfil del anticlinal de Entrepeñas.

3.5 - EL PROBLEMA DE LA CALIDAD DE LOS DATOS Y SU REPRESENTATIVIDAD: PARÁMETROS DE CALIDAD Y MUESTREO CON REEMPLAZAMIENTO

La recogida de datos estructurales tiene una serie de limitaciones que es preciso conocer. Así, además del grado de representatividad de la propia estación de análisis respecto al resto de la zona de estudio, hay que tener en cuenta los errores de tipo numérico que se producen durante la recogida de datos estructurales. Entre estos últimos, caben destacar:

1) Los errores instrumentales de la brújula y el clinómetro, que pueden estimarse en $\pm 1^\circ$ para cada uno de los tres ángulos medidos (sentido de buzamiento, buzamiento y cabeceo).

2) Errores debidos a las irregularidades de la superficie de falla y de la estría, que son cuantitativamente más importantes, y que fácilmente alcanzan valores de $\pm 5^\circ$.

3) Por último, hay que tener en cuenta el error en el cálculo del tensor de esfuerzos. Para estimar el grado de calidad en el cálculo de un tensor de esfuerzos, resulta común realizar algún tipo de clasificación que tenga en cuenta el tipo y cantidad de datos utilizados, así como los parámetros de error calculados con el método empleado (Liesa, 1996, comunicación personal). Además de emplear una escala de calidad, resulta de gran interés establecer el grado de representatividad estadística de la población de fallas explicada, mediante el cálculo de los intervalos de confianza de la solución.

De todas estas posibles fuentes de error, en los siguientes apartados se van a realizar algunas observaciones tenidas en cuenta a la hora de estimar la calidad de los resultados obtenidos con los métodos de inversión de esfuerzos. Por último se describe brevemente el muestreo con reemplazamiento ("*bootstrapping*") para calcular los intervalos de confianza, y establecer así la representatividad estadística de la población de fallas explicada por un tensor.

3.5.1 - LA ESTIMACIÓN DE LA CALIDAD DE LOS DATOS

Aunque generalmente las desviaciones medias en los esfuerzos de cizalla calculados se encuentran en valores aceptables, si se tienen en

cuenta todas las posibles fuentes de error durante el muestreo, resulta recomendable otorgar un peso de calidad a cada valor de paleoesfuerzo mediante un parámetro que considere diferentes aspectos. Aunque se han descrito diferentes índices para la evaluación de los tensores de esfuerzo obtenidos a partir de los métodos dinámicos (Delvaux, 1994), en este trabajo hemos adoptado el propuesto por Simón *et al.* (1996, comunicación personal), por considerarlo más completo, si bien hay que resaltar que ambos índices proporcionan resultados parecidos.

Índice calidad (IQ) de un tensor de esfuerzos (Simón et al., 1996)

El índice de calidad propuesto por Simón *et al.* (1996, comunicación personal) es el producto de cuatro factores, cada uno de los cuales tiene en cuenta un parámetro distinto:

$$IQ = \left(\frac{7}{\alpha} \right) \cdot \left(\frac{t}{t+n} \right) \cdot \left(1 - \frac{4}{t} \right) \cdot \left(\frac{c}{t} \right) \quad [3.28]$$

donde:

α es el ángulo medio en grados entre las estrías teóricas y las calculadas.

t es el número de fallas explicadas por el tensor.

n es el número de fallas de la población no explicadas por ningún tensor

c es el número de fallas que cumplen el criterio mecánico de Mohr - Coulomb [$\tau \geq \sigma_n \cdot \tan(25^\circ)$]

Los valores numéricos 7 y 4 se establecen para que el índice de calidad oscile en un intervalo entre 0 y 1. Estos autores proporcionan una clasificación de los tensores según cuatro categorías, en función de su propia experiencia:

Tensores RECHAZABLES	$\rightarrow Q = 0$
Tensores MEDIOCRES	$\rightarrow 0 < Q < 0.1$
Tensores BUENOS	$\rightarrow 0.1 \leq Q \leq 0.4$
Tensores MUY BUENOS	$\rightarrow 0.4 \leq Q \leq 0.7$
Tensores EXCELENTES	$\rightarrow Q \geq 0.7$

Conviene recordar que para la evaluación de la compatibilidad mecánica, estos autores proponen que las fallas deben quedar por encima de la línea de resistencia friccional definida en el

círculo de Mohr por una cohesión nula y un $\phi = 25^\circ$ ($\mu = \tan \phi = 0.46$). Este criterio puede considerarse en cierto modo arbitrario, sobre todo si se tienen en cuenta la *Ley de Byerlee* (1978), y que bajo condiciones superficiales, los coeficientes de fricción pueden presentar una gran dispersión.

En este sentido, la utilización del método de *inversión de esfuerzos* (Reches *et al.*, 1992), el cual calcula la fricción media y obliga a las fallas explicadas a cumplir esa fricción sin fijar un valor

arbitrario, soluciona este problema, siendo en todos los casos el cuarto parámetro igual a 1. Este hecho, que hace aumentar el valor de IQ de este método, se ve compensado porque este método obtiene unos valores del ángulo entre estría teórica y real (α) algo mayores, dado que no es el único parámetro que minimiza para obtener la solución óptima.

El resultado de todo esto es que si proyectamos los valores de IQ con los dos métodos de inversión para todos los tensores calculados en

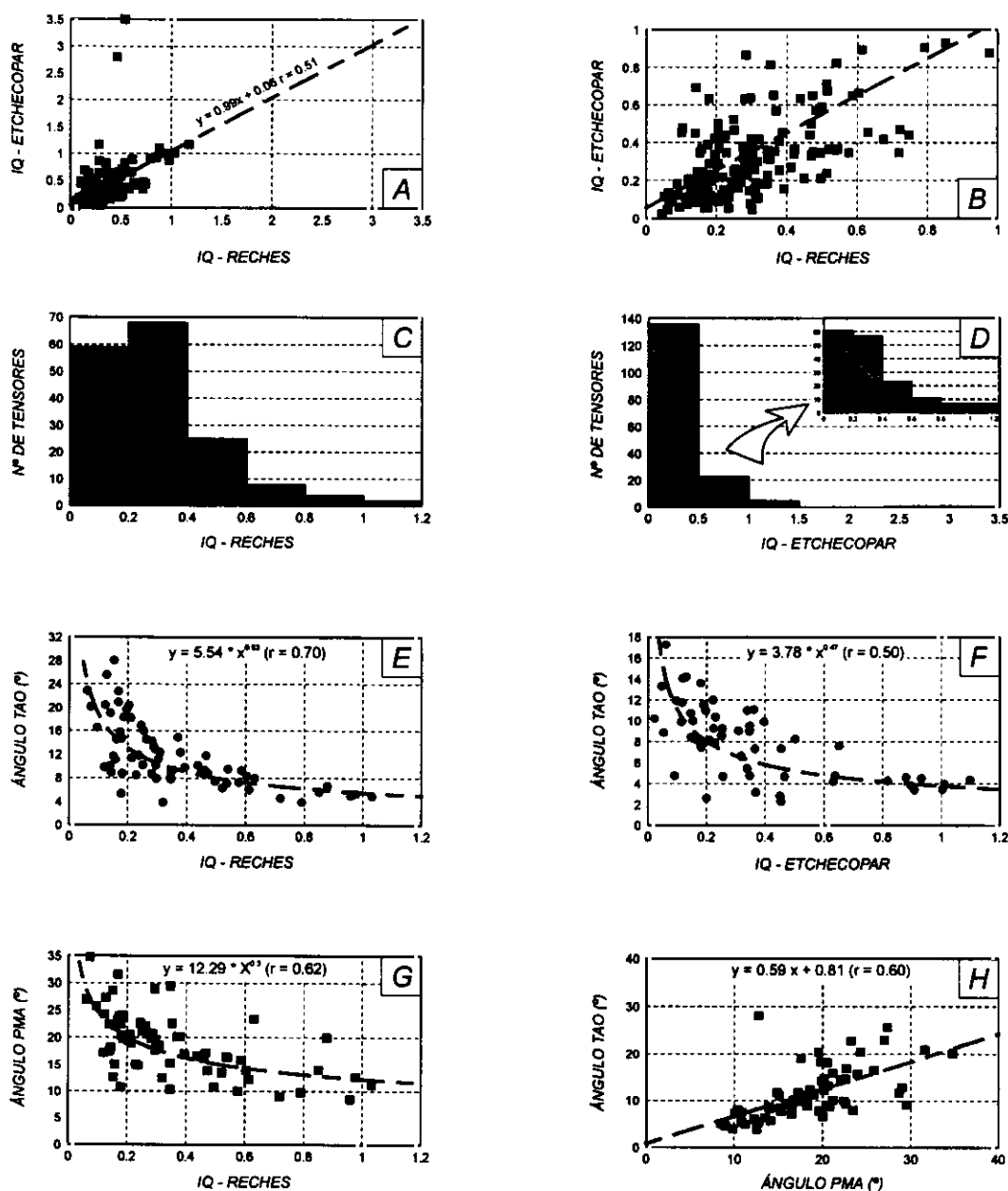


Figura 3.5.1: Relaciones entre los criterios de selección y el índice de calidad (IQ) propuesto por Simón *et al.* (1996) para los métodos de inversión de Etchecopar *et al.* (1981) y de Reches *et al.* (1992). A, B) Correlación lineal entre los valores de IQ. C, D) histogramas de los valores de IQ obtenidos con los dos métodos de inversión. E, F) Variación del índice IQ respecto al ángulo α , y G) respecto al PMA. H) Correlación lineal entre los dos criterios de selección propuestos por Reches *et al.* (1992). Ver texto para la explicación.

esta tesis (fig. 3.5.1A y B), la correlación es bastante buena (la pendiente de la línea de regresión lineal es $m = 0.99$). Sin embargo, la mayor dispersión respecto a los valores calculados por Simón *et al.* (1996, comunicación personal) son dos únicas estaciones donde el índice calculado en la solución del método de Etchecopar alcanza valores superiores a 1.5 (2.8 y 3.5).

Por el contrario, el método de *inversión de esfuerzos* proporciona valores de IQ de 0.46 y 0.54, respectivamente. Si se observan con detenimiento los valores de los distintos parámetros en estos dos tensores, se puede comprobar que en ambos casos el valor del ángulo (α) obtenido con el método de Etchecopar es extremadamente bajo ($< 1^\circ$), por lo que el parámetro ($7/\alpha$) alcanza un valor muy elevado.

Por lo que respecta al grado de sensibilidad del índice IQ respecto al criterio utilizado para obtener la solución (SM= α y PMA) con los dos métodos de inversión utilizados, presentan ajustes de tipo exponencial (fig. 3.5.1E y F). El tipo de curva es muy similar para los dos métodos en el caso del parámetro α , mientras que la pendiente es menor para el ángulo PMA. Esto se refleja especialmente en aquellos tensores con un índice menor de 0.4, donde una variación del PMA se refleja en una mayor variación del IQ respecto al valor de α (fig. 3.5.1G). Este hecho sugiere que el criterio PMA de selección de la solución [3.27] propuesto por Reches *et al.* (1992), es más sensible para determinar la calidad de la estación siguiendo los criterios de calidad propuestos por Simón *et al.* (1996, comunicación personal) para los valores de IQ < 0.4 , que son en nuestro caso los más abundantes (fig. 3.5.1C y D).

De todos modos, y dado que todos los tensores de paleoesfuerzos calculados caen dentro de las soluciones aceptables, el valor del índice de calidad se ha empleado exclusivamente para representar los mapas de paleoesfuerzos proyectados (caps. 6 y 9), dibujando los vectores con un tamaño proporcional al valor del índice. Para el cálculo de las trayectorias de esfuerzo se ha utilizado la dispersión angular en la estimación del σ_{HMAX} o σ_{HMIN} que proporciona el método de Reches *et al.* (1992), tal y como se describe en el apartado 3.6.

3.5.2 - REPRESENTATIVIDAD ESTADÍSTICA DE LOS DATOS

Debido a que la recopilación de los datos estructurales es un proceso subjetivo, el error muestral produce un sesgo en las medidas que impide hablar, al menos de un modo formal, del *nivel de confianza* de los datos, ya que estos no se han tomado de una forma aleatoria (De Vicente, 1988). No obstante, Reches *et al.* (1992) afirman que es posible evaluar el grado de representatividad estadística de las fallas explicadas por un tensor de esfuerzos obtenido en una estación de análisis. Así, es posible establecer los márgenes de confianza de la misma por medio de un muestreo *con reemplazamiento* (Stuart, 1984) conocido como "*bootstrapping*" (Efron, 1982; Michael, 1987): dado que una población de fallas es una muestra finita de una población infinita de fallas, se asume que los parámetros de la población infinita se pueden estimar a través de un muestreo con reemplazamiento. Stuart (1984) establece que "*el muestreo con reemplazamiento es equivalente al muestreo sin reemplazamiento de una población de tamaño infinito*".

Establecimiento de los márgenes de confianza en el cálculo de un tensor de esfuerzos

En los cálculos, una población de k fallas se remuestra con una selección aleatoria de los datos, obteniendo distintas muestras con el mismo número de fallas cada una (k), lo que implica que las muestras adicionales pueden contener alguno de los datos originales más de una vez. Los valores medios de las muestras sumadas presentan una distribución normal sobre el valor real de la población relativa a la población original (Stuart, 1984). Como en una población con distribución normal el 31.63% de las soluciones se desvían ± 1 vez la desviación estándar respecto al valor medio, si suprimimos el 31.63 % de los casos que más se alejan del valor medio, el resto (68.27 %) se encuentran limitados por un margen de confianza sobre la media igual a la desviación estándar.

Reches *et al.* (1992) incorporan el proceso de muestreo con reemplazamiento a su programa *Stress*, de la siguiente forma (fig. 3.5.2):

1º) Se determina la mejor solución y el coeficiente de fricción correspondiente.

2º) La población original de fallas se reemplaza por selección aleatoria hasta sumar N muestras ($N = 500$). Cada una de esas muestras contiene el mismo número de fallas que la población original, pero algunas fallas son muestreadas más de una vez, mientras que otras no aparecen.

3º) Se aplican los cálculos de inversión a todas las muestras, hasta generar N tensores de esfuerzos para el μ seleccionado que mejor ajuste a la población original.

4º) Se calculan los ejes principales medios de esfuerzos de las N soluciones. Se determinan las desviaciones angulares entre cada uno de los ejes principales de cada uno de los N tensores y el correspondiente eje principal medio.

5º) Se elimina el 31.63 % de las N soluciones más alejadas del valor medio. El remanente (68.27 %) de las soluciones se encuentran dentro del margen de confianza de ± 1 desviación estándar, con lo que es posible estimar el cono de confianza en grados dentro del cual se sitúan estos datos.

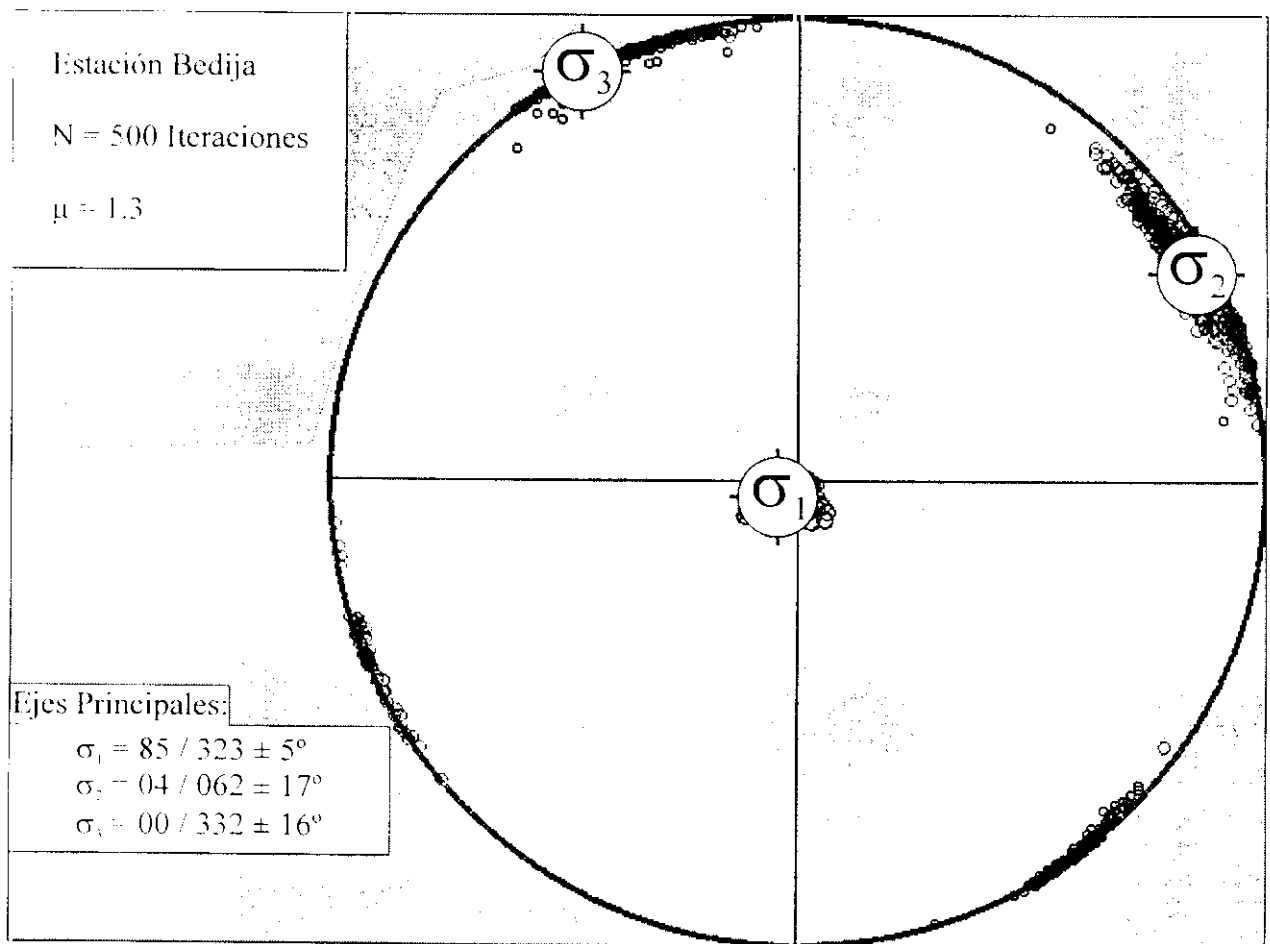


Figura 3.5.2: Ejemplo de muestreo con reemplazamiento de una población de fallas, con el cálculo de los márgenes de confianza ± 1 desviación estándar de la solución con el programa Stress (Reches et al., 1992).

3.6 - CONSTRUCCIÓN DE MAPAS DE TRAYECTORIAS DE ESFUERZOS

Una vez que se han calculado los estados de paleoesfuerzos puntuales a partir de los datos de campo, y se han datado los eventos tectónicos presentes, resulta necesario comparar los resultados obtenidos teniendo en cuenta su situación espacial. Para ello, resulta muy interesante la representación de un mapa de trayectorias de paleoesfuerzos regional, ya que los resultados puntuales se encuentran irregularmente distribuidos.

Aunque un mapa de trayectorias puede ser dibujado a mano, este proceso es altamente subjetivo, ya que resulta muy difícil tener en cuenta la calidad relativa de cada dato. Por este motivo resulta más conveniente emplear modelos matemáticos para ajustar la distribución regional de los esfuerzos. Matemáticamente, la consideración del problema general de suavizados de una distribución en 2-D de datos de orientaciones vectoriales ha sido tratada por diferentes autores en la literatura (Mendoza, 1986; Huang *et al.*, 1987). Recientemente Lee y Angelier (1993) han sugerido la utilización de métodos polinómicos bivariantes y de peso según la distancia para obtener este tipo de distribuciones.

En este trabajo se ha utilizado éste último modelo por medio del programa *Lissage* (Lee y Angelier, 1994), el cual va a ser descrito a continuación. Además, se van a comentar algunos problemas prácticos del establecimiento de un mapa de trayectorias de esfuerzos. Sobra comentar que la fiabilidad de estos mapas depende de la fiabilidad de los datos puntuales, y sobre todo, de la correcta asignación de los estados de puntuales de paleoesfuerzos a los eventos tectónicos, para lo que resulta imprescindible realizar una datación de los eventos de deformación lo más exacta posible. De otro modo, se corre el riesgo de interpolar estados de esfuerzo pertenecientes a eventos diferentes.

3.6.1 - EL PROGRAMA "LISSAGE" (Lee y Angelier, 1994)

El programa permite reconstruir mapas de trayectorias de paleoesfuerzos para un evento tectónico único, basándose en los resultados de múltiples determinaciones de esfuerzos locales, e incluye dos métodos diferentes de interpolación (modelo lineal por medio de una distribución bivariante, y una función de peso inversamente

proporcional a la distancia). El resultado es una transformación de las orientaciones locales de esfuerzos en una distribución regional en dos dimensiones de las trayectorias de los ejes principales de esfuerzos que incluye un proceso de suavizado.

El grado de suavizado de las trayectorias está controlado por el grado de la función polinómica en el primer caso, y el valor del exponente y la distancia umbral (radio de búsqueda) para el segundo método. En la interpolación se considera el efecto de las desviaciones locales, resultantes de incertidumbres en el proceso de inversión, por medio de un valor angular de dispersión en la posición del eje. Estos pesos individuales están cuantificados por intervalos de confianza en función de la calidad de los datos. En nuestro caso, el valor de peso individual utilizado es el mayor error angular obtenido en la orientación del σ_{HMAX} ó σ_{HMIN} obtenido del método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992).

Para la obtención del mapa de trayectorias de esfuerzo hemos utilizado el método de peso inversamente proporcional a la distancia, debido a que suele proporcionar mejores resultados (Lee y Angelier, 1994). Los resultados que proporciona el programa son: una malla regular de orientaciones de paleoesfuerzos interpolada, y un mapa de trayectorias de esfuerzo en dos dimensiones que corresponde al campo de paleoesfuerzos suavizado.

Dado que el programa no realiza ninguna consideración sobre la forma de los elipsoides, en nuestro caso se ha realizado una interpolación adicional del valor de R, con los mismos parámetros que los utilizados para obtener las trayectorias de los esfuerzos. De este modo se obtiene una malla de esfuerzos regular que representa tanto la variación en orientación como en magnitudes relativas de los esfuerzos a lo largo de todo el área considerada.

A) Entrada de datos: resultados locales de paleoesfuerzos

La entrada de los datos para ejecutar el programa son los resultados locales de paleoesfuerzos que se obtienen a escala local después del tratamiento posterior en gabinete de los datos tomados en el campo. Dado que en la práctica

la mayoría de los tensores de esfuerzos calculados tienen un eje vertical (resultado del papel jugado por la gravedad y por la superficie de la tierra en la distribución de los esfuerzos), los geólogos están interesados, principalmente, en definir las direcciones horizontales de los ejes principales de esfuerzos y los regímenes tectónicos correspondientes. Por ejemplo, donde σ_1 es vertical, resulta común simplemente considerar las orientaciones de σ_3 como direcciones de extensión. En los regímenes de desgarre y compresivos, por el contrario, todos los ejes σ_1 se encuentran próximos a la horizontal, resultando un mapa donde las direcciones de compresión son claramente visibles. No obstante, es posible la presencia de permutaciones en los ejes (por ejemplo entre σ_1 y σ_3), por lo que en estos casos se considera que sigue siendo un esfuerzo perteneciente a un campo compresivo en la horizontal y σ_{HMAX} se correspondería con σ_2 .

Estas observaciones justifican la reconstrucción de una base de datos simplificada a partir de la base de datos original que incluye las determinaciones completas de los tensores de

esfuerzos. En lugar de la orientación de los tres ejes principales, sólo vamos a introducir la orientación del σ_{HMAX} (o de σ_{HMIN}), y el tipo de régimen de esfuerzos, así como el error angular en el cálculo del eje. La base de datos necesaria para la construcción del mapa de trayectorias, consiste en un fichero secuencial ASCII, con los siguientes parámetros:

- ✧ Coordenadas geográficas (X, Y) de la estación, tanto en coordenadas UTM como en geográficas.
- ✧ Azimut del vector horizontal a representar: [0-180°].
- ✧ Número de eje a interpolar: [1, 2, 3]
- ✧ Eje a considerar, en el caso de haber permutaciones: [1,2,3 o 0 si no hay permutación].
- ✧ Error angular en grados en la estimación del eje proyectado en la horizontal.

B) Algoritmo de interpolación utilizado

Para un punto arbitrario de coordenadas (x, y), se define una distancia R para limitar el umbral del efecto de peso. Así, cada dato (x_i , y_i) incluido dentro del círculo de radio R tiene un efecto de peso

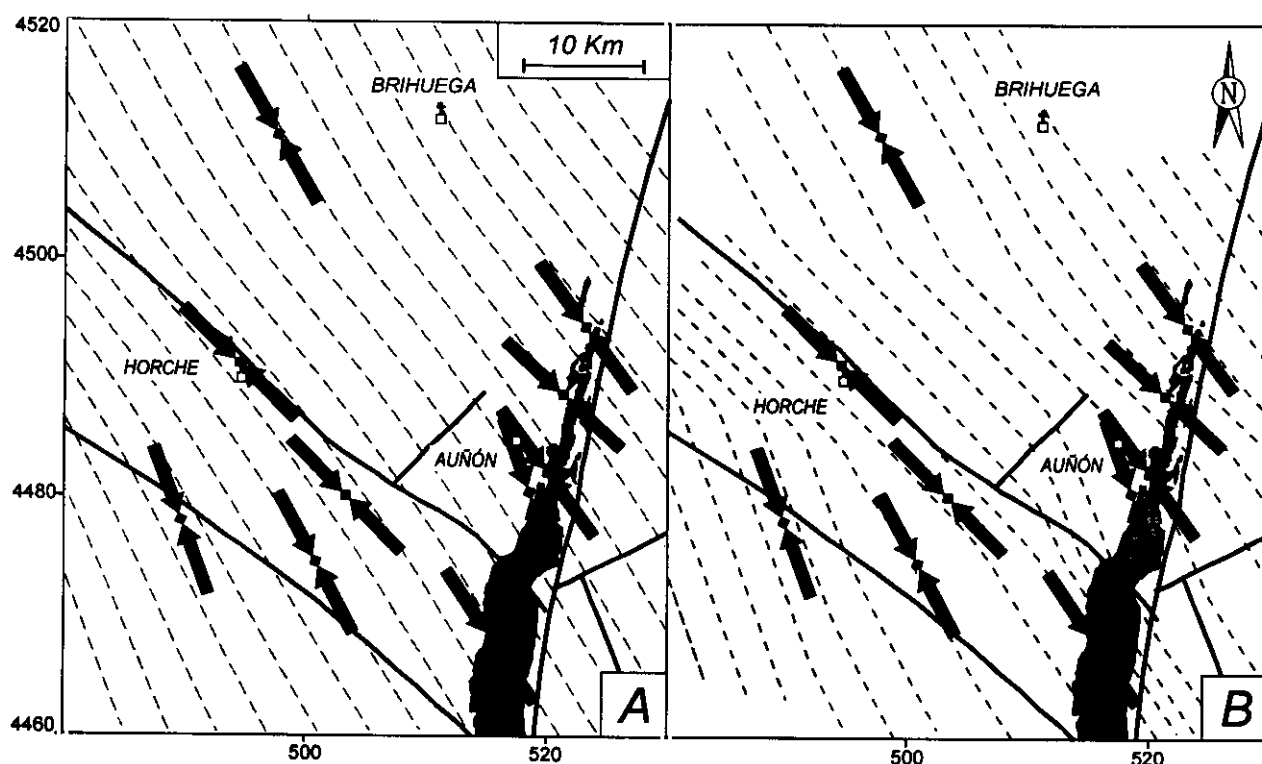


Figura 3.6.1: Efecto de los parámetros de interpolación con el programa "Lissage" (Lee y Angelier, 1994) sobre las trayectorias resultantes para el extremo noroccidental de la zona de estudio. Los estados de paleoesfuerzos se corresponden con una edad Mioceno medio - actualidad (campo "Guadarrama", cap. 6), y se han representado las fallas de basamento más importantes. A) Trayectorias suavizadas ($R = 10$ Km, $p = 2$). B) Trayectorias poco suavizadas ($R = 5$ Km y $p = 5$). El caso A se corresponde con los parámetros de interpolación utilizados para la construcción de los campos de esfuerzos a una escala regional descritos en los capítulos 6 y 9 (ver texto para la explicación).

específico sobre el centro del punto (x, y) , en función de la distancia entre ambos, mientras que los datos situados fuera del círculo tienen un peso nulo sobre el punto (x, y) . Como el efecto del peso disminuye con el aumento de la distancia d_i entre los datos cercanos (x_i, y_i) y el centro del círculo (x, y) , el coeficiente correspondiente W_i se puede escribir como una función decreciente de d_i donde p es el orden de la función de peso (normalmente $p=2$):

$$W_i = \left(\frac{R - d_i}{R} \right)^p \quad [3.29]$$

La dirección horizontal del eje principal de esfuerzos calculado como una función de todos los datos de alrededor en un punto (x, y) se puede entonces definir como:

$$Q(x_i, y_i) = \frac{\sum_{i=1}^n [W_i w_i \Omega(x_i, y_i)]}{\sum_{i=1}^n [W_i w_i]} \quad [3.30]$$

donde n es el número de los datos incluidos dentro del círculo, mientras que $\Omega(x_i, y_i)$ es la orientación observada en el punto (x, y) y w_i describe el peso relativo del dato número i que representa la certidumbre del dato. Conviene recordar que los pesos w_i son parte de los datos y cuantifican la importancia relativa de los lugares donde se han tomado los datos, mientras que W_i juega un papel interno en el método. Es necesario remarcar que los valores de las direcciones de esfuerzos (Ω) deben ser procesados considerando que son bidireccionales, seleccionando una de las dos direcciones opuestas para cada dato por medio de la regla del ángulo mínimo.

El orden p y el radio R del efecto de peso [3.29] son factores muy importantes, ya que cuando la distancia d_i aumenta, el coeficiente de peso W_i del dato disminuye de una manera que depende del valor de p . Para un valor de p pequeño ($p=1$), el coeficiente de peso W_i disminuye lentamente con la distancia; para valores mayores de p , el coeficiente decrece más y más rápidamente. Cuando p es grande ($p>10$), el efecto es muy fuerte, por lo que el efecto de peso se concentrará para los datos con una distancia d_i muy pequeña. El círculo de radio R representa el campo de influencia del suavizado, siendo efectivo el mismo exclusivamente dentro de ese área. Generalmente se selecciona un valor de R lo suficientemente grande para obviar los efectos locales, dado que los valores de R muy bajos pueden resultar en una influencia exagerada de los datos locales anómalos. En la figura 3.6.1 se muestran los efectos de variación de los parámetros R y p en el resultado final de las trayectorias.

En la práctica, uno debe tener mucho cuidado en considerar (1) la geología regional y situación tectónica y (2) la distribución geográfica de las estaciones e incertidumbres en las determinaciones locales. Estos parámetros deben considerarse en cada situación para seleccionar los valores más apropiados de R y p (ver discusión en Lee y Angelier, 1994).

Otro factor importante en el método de suavizado es el rango de error angular para cada dato (w_i), que es la variable que representa la fiabilidad de cada dato puntual. Los datos con grandes errores producen unas trayectorias angulares más suaves, porque las direcciones locales están poco restringidas.

3.7 - EL CARÁCTER DE NEOFORMACIÓN / REACTIVACIÓN DESDE EL ANÁLISIS POBLACIONAL DE FALLAS

En primer lugar, conviene recordar que por *falla neoformada* entendemos un nuevo plano de rotura que se genera en una roca al superar la resistencia cohesiva y friccional del material debido a la actuación de un determinado tensor de esfuerzos. Por otro lado, *una falla reactivada* es toda aquella superficie previa a la actuación del tensor de esfuerzos que es aprovechada por éste durante la deformación frágil.

En este capítulo se resume cual es el estado de conocimiento, tanto desde un punto de vista mecánico como geométrico, del carácter de neoformación / reactivación de las fallas respecto a los esfuerzos que las originan. Posteriormente se discuten ambos aspectos sobre el círculo de Mohr, de donde se deducen interesantes consecuencias. Finalmente se contrastan las metodologías más comunes para estimar el carácter de neoformación / reactivación sobre algunos ejemplos de

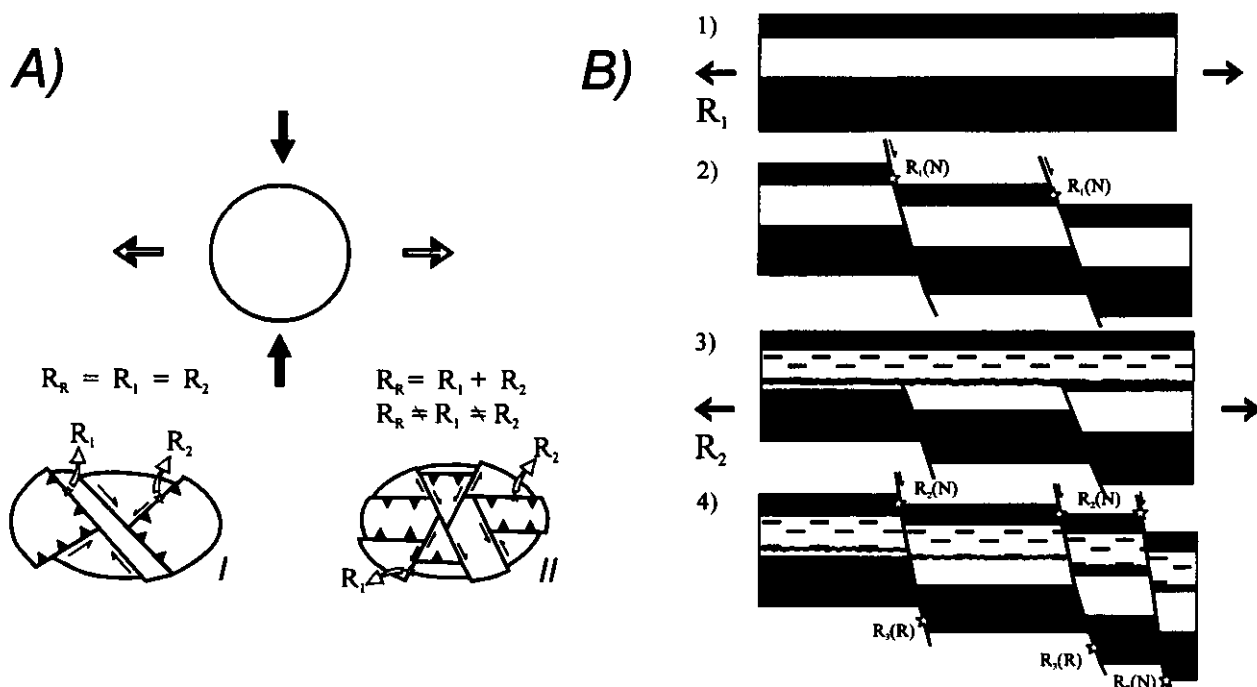


Figura 3.7.1: Utilidad del conocimiento del carácter reactivado / neoformado de una población de fallas bajo un tensor de esfuerzos determinado para A) establecer el tensor regional y B) como criterio cronológico relativo (ver texto para la explicación).

poblaciones de fallas medidas en la zona de estudio.

Interés del estudio de la neoformación / reactivación de las poblaciones de fallas

Además de los aspectos macroestructurales clásicos del estudio de la reactivación de planos de fallas (Hayward y Graham, 1989; Ivins *et al.*, 1990; Stein y Blundell, 1990; Huyghe *et al.*, 1992a y b), durante los últimos años se vienen desarrollando una serie de trabajos sobre las relaciones numéricas entre los factores mecánicos y los esfuerzos que producen el deslizamiento (fricción, cohesión, presión de fluidos, orientación de las fallas, magnitud de los esfuerzos,...).

El interés de estos trabajos suele concentrarse en la búsqueda de los abanicos de orientaciones bajo los que se puede producir la reactivación de un plano con unas condiciones mecánicas determinadas, bajo un estado de esfuerzos concreto (Célérrier, 1988; Morris *et al.*, 1996). Por lo que se refiere al análisis poblacional de fallas, el interés normalmente se ha centrado en el cálculo de las magnitudes absolutas del tensor de esfuerzos (Angelier, 1989; Gil y Simón, 1992; González Casado *et al.*, 1996), e incluso, en la incorporación de una quinta variable al proceso de

inversión: la fricción (Reches, 1987; Reches *et al.*, 1992) o la diferencia de esfuerzos crítica (Yin y Ranalli, 1993, 1995).

Además de estas aplicaciones, la discriminación entre fallas reactivadas o neoformadas originadas bajo un estado de esfuerzos determinado, puede resultar muy útil para deducir una serie de características que atañen a la forma del tensor regional y a la edad relativa de la deformación:

♦ Las *características del tensor regional* (fig. 3.7.1A). Si se logra diferenciar entre poblaciones de fallas contemporáneas neoformadas y reactivadas, las primeras serían asimilables al tensor regional (R_r) que causa la deformación. Las fallas reactivadas corresponderán a planos de debilidad previos que son aprovechados para acomodar la deformación. De este modo, el tensor regional (R_r) se descompone en tensores locales (R_1 y R_2) cuya *suma* será equivalente al tensor regional. La mayor o menor proporción entre fallas neoformadas y reactivadas, dependerá de la geometría y condiciones mecánicas de los planos preexistentes, y de las características del tensor de esfuerzos.

✧ La *edad relativa de la deformación* (fig. 3.7.1B). Consideremos el caso en que un tensor de esfuerzos (R_2) reactiva planos originados por un tensor previo (R_1). Las fallas neoformadas aparecen por encima de una discordancia que separa materiales de edades conocidas. En la situación final podremos obtener cuatro soluciones diferentes: fallas neoformadas por encima de la discordancia (R_2), fallas neoformadas por debajo de la discordancia (R_2), fallas reactivadas por debajo de la discordancia (R_3) y, por último, fallas originadas durante el proceso de deformación previo a la discordancia no reactivadas (R_1). Si logramos discriminar entre estos tipos de tensores, tendremos un criterio válido de datación relativa de los eventos de fracturación.

Por último, conviene señalar que todos estos criterios serán tanto más aplicables y fáciles de detectar cuanto más recientes sean los procesos de deformación estudiados, y más sencillas las condiciones geológicas en las que se produce la fracturación (zonas intraplaca, deformación moderada, estabilidad temporal de los estados de esfuerzo, etc...).

3.7.1 - CRITERIO DE ROTURA Y LEYES DE FRICCIÓN

En este apartado, lejos de centrarnos en un estudio de los procesos físicos microscópicos que actúan en el inicio y propagación de las fracturas (ver Gramberg, 1989), vamos a analizar algunos aspectos mecánicos, geométricos y dinámicos de las fallas y su relación con el análisis poblacional de fallas.

Desde un punto de vista macroscópico, el criterio de rotura más utilizado para las condiciones frágiles de la corteza superior es el de Coulomb (1773) (fig. 3.7.2A). Según este criterio, cuando se

produce el deslizamiento en una falla, se ha alcanzado un esfuerzo de cizalla en ese plano que es capaz de vencer la resistencia cohesiva y friccional del material:

$$\tau = C + \mu \sigma_n \quad [3.31]$$

donde τ es el esfuerzo de cizalla sobre el plano, C es la cohesión del mismo, μ es el coeficiente de rozamiento interno ($\mu = \tan \phi$, siendo ϕ el ángulo de rozamiento interno del material) y σ_n la componente normal del esfuerzo sobre dicho plano.

Sin embargo, el criterio de Navier-Coulomb no explica algunas de las situaciones que se encuentran empíricamente (las roturas por tensión en las rocas y geometría en forma de parábola de las envolventes de Mohr). Esto ha llevado a proponer otros criterios de rotura, como el de Griffith (1924):

$$\tau^2 = 4 T^2 + 4 T \sigma_n \quad [3.32]$$

siendo T la resistencia a la tensión uniaxial (fig. 3.7.2B).

No obstante, el criterio de Navier-Coulomb es perfectamente utilizable en el campo compresivo del diagrama de Mohr ($\sigma_n > 0$), bajo las condiciones de deformación existentes en el nivel estructural donde se realiza el análisis poblacional de fallas: deformación frágil, sin cambio de volumen; bajos valores de presión confinante; poca influencia de la temperatura y de la presión de fluidos. Una combinación de ambos criterios (Griffith para el campo tensional y Navier-Coulomb para el compresivo) es una aproximación razonable para analizar desde un punto de vista macroscópico la rotura de las rocas (fig. 3.7.2C).

El criterio de Navier-Coulomb es apropiado para fracturas de cizalla en las que el esfuerzo

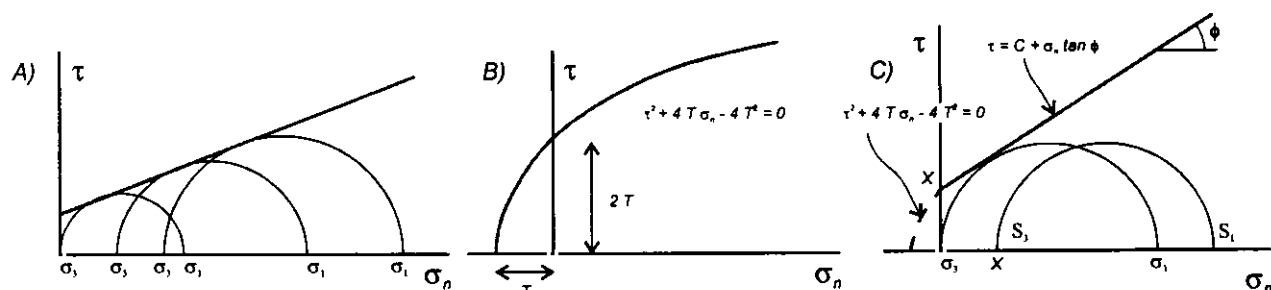


Figura 3.7.2: Criterios de rotura A) de Navier - Coulomb (1773); B) de Griffith (1924) y C) criterio combinado (modificado de Price y Cosgrove, 1990).

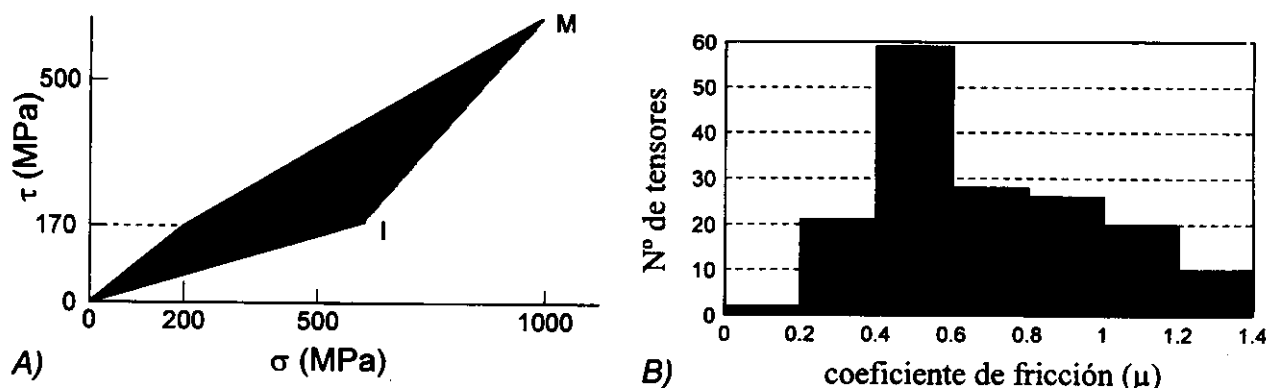


Figura 3.7.3: A) Representación de los valores de fricción en los cuales se produce el deslizamiento obtenidos por Byerlee (1978). B) Histogramas del coeficiente de fricción (μ) deducidos con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) en los 166 tensores calculados en este trabajo.

efectivo es compresivo (Jaeger y Cook, 1979), por lo que el estudio debe estar referido a zonas de la corteza donde $\sigma_3 > 0$, lo que equivale a profundidades mayores que:

$$Z > \frac{2 C \cos \phi}{\rho g (1 - L) \cdot (1 - \sin \phi)} \quad [3.33]$$

siendo Z la profundidad (Km), C la cohesión, ϕ el ángulo de rozamiento interno del material, ρ la densidad de la roca y L el factor de presión de fluidos ($P_{\text{fluidos}} / \rho g z$; $0 \leq L \leq 1$)

Este criterio ha sido utilizado por numerosos autores para contrastar la compatibilidad mecánica de las soluciones obtenidas con métodos de análisis poblacional de fallas (Etchecopar *et al.*, 1981; Etchecopar, 1984; Angelier, 1984, 1989; Simón, 1984; Célérier, 1988; Will y Powell, 1991), el cálculo de la solución (Michael, 1984; Reches, 1987; Reches *et al.*, 1992), para estudiar la reactivación de planos preexistentes (Sibson, 1974; 1985; Ivins *et al.*, 1990; Ranalli y Yin, 1990; Huyghe y Mugnier, 1992a y b; Yin y Ranalli, 1992, 1993, 1995; Morris *et al.*, 1996, etc...).

Valores de la cohesión y de la fricción en la corteza superior

En la corteza superior, el coeficiente de fricción parece ser bastante independiente de la litología. Este parámetro se puede ajustar linealmente respecto a la profundidad en un rango de esfuerzos que varía entre 3 MPa y 1.7 GPa. Es la denominada "Ley de Byerlee" (1978) (fig. 3.7.3):

$$\begin{aligned} \tau &\approx 0.85 \sigma_n & 3 < \sigma_n < 200 \text{ MPa} \\ \tau &\approx 60 (\pm 10) + 0.6 \sigma_n & \sigma_n < 200 \text{ Mpa} \end{aligned} \quad [3.34]$$

En esta ley existe una excepción importante cuando las superficies de falla están separadas por minerales de arcilla (vermiculita, montmorillonita), ya que en este caso los coeficientes de fricción pueden disminuir drásticamente. También hay que destacar que los coeficientes de fricción para bajos valores de esfuerzos normales (< 5 Mpa) presentan una dispersión notable que oscila entre: $0.3 \leq \mu \leq 1.0$ (Byerlee, 1978). Dado que los esfuerzos normales que actúan en las fallas aparecen generalmente dentro del rango $0.5 \sigma_{\text{vertical}} \leq \sigma_n \leq 1.5 \sigma_{\text{vertical}}$, el rango de profundidades con alta dispersión en el coeficiente de fricción oscila entre 125-375 m para rocas de densidad 2.5 gr/cm^3 (Reches *et al.*, 1992). De este modo, aunque los coeficientes de fricción pueden variar con la deformación, si el proceso dominante durante la misma es la fricción, los coeficientes han de quedar próximos a los rangos de la Ley de Byerlee, con la excepción ya mencionada de las arcillas o de condiciones de deformación muy superficiales.

Los valores de fricción obtenidos a partir del método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) para todos los tensores calculados en este trabajo, oscilan entre 0.1 y 1.4. Sin embargo, más del 70 % de los mismos tienen un valor entre 0.4 y 1.0 (fig. 3.7.3B), lo que coincide bastante bien con los valores que estima Byerlee, sobre todo teniendo en cuenta que muchas de las deformaciones analizadas se encuentran en el intervalo de profundidades con mayor dispersión en el valor de la fricción ($0 < Z < 375$ m).

3.7.2 - GEOMETRÍA DE LOS SISTEMAS DE FALLAS NEOFORMADOS

Desde un punto de vista geométrico, los geólogos estructurales asumen que la presencia de sistemas de fallas conjugadas es un indicio del carácter de *neoformación* de las fallas respecto al tensor de esfuerzos que los genera (por ejemplo, Angelier, 1994, página 62). Este hecho ha permitido, a lo largo del tiempo, analizar la posición de los ejes de esfuerzos a partir de la simple identificación geométrica de los sistemas de fallas conjugadas puras (con cabeceos de 0° o 90°), mediante la aplicación del modelo de Anderson (1951). Por el contrario, en el caso de que existan planos de debilidad con orientaciones variadas en la masa rocosa, es posible su activación como planos de falla reactivados, inhibiendo de este modo el desarrollo de los sistemas conjugados respecto al nuevo tensor de esfuerzos (fig. 3.7.4).

No obstante, y a partir de los trabajos de Reches (1978, 1983) y Reches y Dieterich (1983), descritos en el apartado 3.3.2 con experimentos netamente triaxiales sobre roca intacta, se ha demostrado que bajo condiciones triaxiales, los sistemas de fallas neoformadas son algo más complejos. De este modo, los sistemas de fallas neoformados se disponen según cuatro familias de fallas que siguen dos direcciones bien perpendiculares u oblicuas, con buzamientos contrarios (simetría *ortorrómbica*, fig. 3.7.4). El caso de los sistemas conjugados definidos por Anderson (1951), con simetría *monoclínica*, no es sino el caso particular en el cual la deformación es plana (el eje σ_2 está contenido en el plano de falla). Este modelo de fracturación triaxial ha sido comprobado en numerosos estudios, tanto de laboratorio como de campo, y es aceptado por

numerosos autores que trabajan en estos temas (Hancock, 1985; Underhill y Woodcock, 1987; De Vicente, 1988; Krantz, 1988; Marrett y Allmendinger, 1990; Angelier, 1989, 1994).

3.7.3 - ANÁLISIS MECÁNICO DE LA REACTIVACIÓN DE FALLAS

Los trabajos teóricos más recientes que hacen referencia, desde un punto de vista mecánico a la diferencia de esfuerzos crítica necesaria para que se produzca el deslizamiento sobre un plano de falla preexistente, son los de Ranalli y Yin (1990) y Yin y Ranalli (1992, 1995). Estos autores han deducido un conjunto de ecuaciones para el cálculo de la diferencia de esfuerzos necesaria para que se produzca la fracturación para fallas neoformadas y para planos de debilidad preexistentes, basándose en el criterio de Navier - Coulomb [3.31].

Fracturación en una roca isótropa a partir del criterio de Navier-Coulomb

Para el caso particular de un eje de esfuerzos vertical, Yin y Ranalli (1992) obtienen las siguientes relaciones para los tres regímenes clásicos de fracturación:

Fallas Inversas:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \frac{2 \mu \rho g z (1 - \lambda) + 2 C}{\sqrt{(\mu^2 + 1)} - \mu} \quad [3.35.a]$$

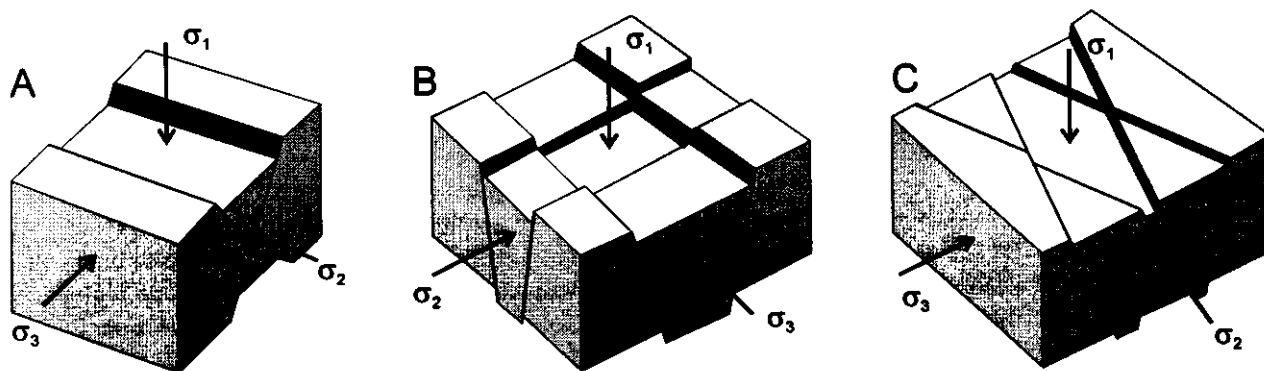


Figura 3.7.4: Geometrías de los sistemas de fallas normales neoformadas. A) Caso uniaxial (modelo de Anderson), B) caso radial ($\sigma_2 = \sigma_3$) y C) caso triaxial ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). Modificado de Reches (1983) y Angelier (1994).

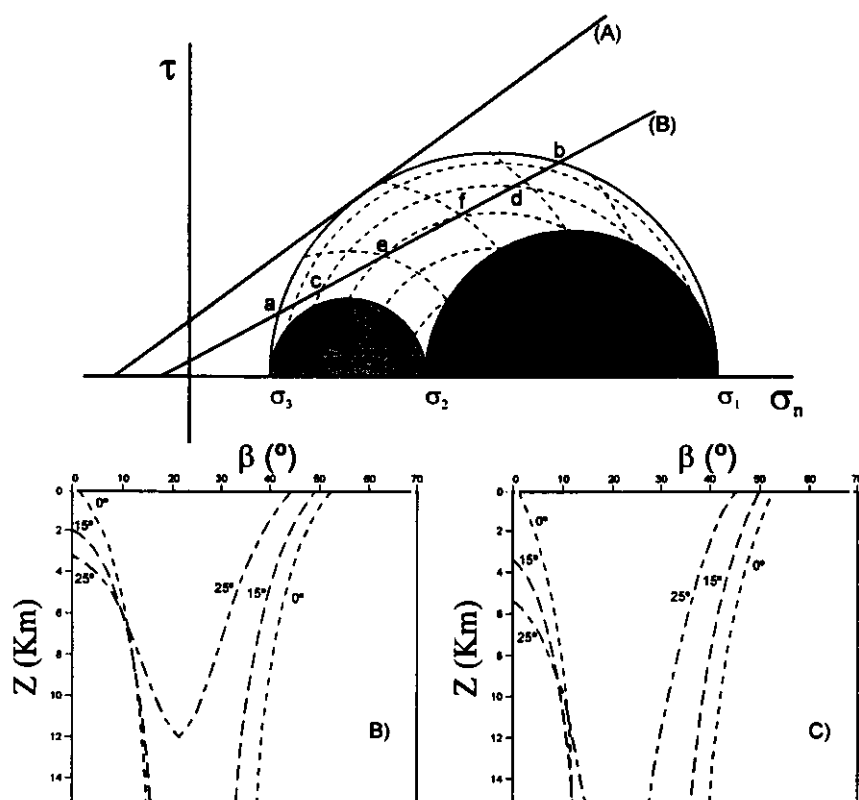


Figura 3.7.5: A) Círculo de Mohr en tres dimensiones para la fracturación en roca isotrópica y sobre anisotropías. Los círculos en discontinuo representan estados de esfuerzos con γ_2 fijo, en los cuales la fractura se produce a lo largo de una anisotropía (línea friccional b). Por ejemplo, para $\gamma_2 = 90^\circ$, el rango de orientaciones oscila entre $a \geq \gamma_1 \geq b$; para $\gamma_2 = 60^\circ$, $c \geq \gamma_1 \geq d$. B) Abanicos de orientaciones del ángulo β (entre el eje σ_1 y el plano de debilidad), en función de la profundidad para que se produzca el deslizamiento a lo largo de un plano. Los valores en las curvas muestran el ángulo entre la anisotropía y el eje intermedio. B) σ_3 vertical y $\lambda=0$; C) σ_3 vertical y $\lambda=0.4$ ($C = 5$ Mpa, $\mu = \mu'$) (modificado de Yin y Ranalli, 1992).

Fallas Normales

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \frac{2 \mu \rho g z (1 - \lambda) + 2C}{\sqrt{(\mu^2 + 1)} + \mu} \quad [3.35b]$$

Fallas en Dirección:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \frac{2 \mu \rho g z (1 - \lambda) + 2C}{\sqrt{(\mu^2 + 1)} + \mu (2R - 1)} \quad [3.35c]$$

Donde, ρ es la densidad, g la aceleración de la gravedad, z la profundidad, λ el factor de presión de fluidos (razón entre la presión de fluidos y la presión litostática, $P_f / \rho g z$), C es la cohesión, μ el coeficiente de fricción ($\mu = \tan \phi$) y $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. Estas ecuaciones se simplifican para el caso de cohesión nula ($C = 0$) a las derivadas por Sibson (1974).

Deslizamiento sobre planos preexistentes

Si consideramos que la roca presenta numerosos planos de debilidad, con una orientación definida por su vector normal (\mathbf{n}) de componentes $n_i = \cos \gamma_i$, donde γ_i es el ángulo entre la normal al plano de debilidad y el eje σ_i , y C' y μ' son la cohesión y el coeficiente de fricción a lo largo de la discontinuidad, Yin y Ranalli (1995) obtienen:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \frac{2 \mu' \rho g z (1 - \lambda) + C'}{\sqrt{(n_1^2 + \delta^2 n_2^2) - (n_1^2 + \delta^2 n_2^2)^2 + \mu'^2 [(m_1^2 + \delta^2 m_2^2) - (m_1^2 + \delta^2 m_2^2)^2]}} \quad [3.36]$$

Esta relación se reduce al caso de Anderson cuando el plano de debilidad contiene al eje σ_2 , y uno de los ejes principales es vertical.

Según estos autores, a una profundidad y un estado de esfuerzos dados, el deslizamiento se

producirá a lo largo de los planos de debilidad contenidos en un rango de orientaciones determinado, es decir, aquellos en los que el valor de $(\sigma_1 - \sigma_3)$ obtenido desde la ecuación [3.35] sea inferior a la obtenida desde la ecuación [3.36]. Fuera de este rango, se formarán nuevas fallas conjugadas que formarán un ángulo $\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} (1/\mu)$ con respecto a σ_1 , y que, además, contendrán a σ_2 . La figura 3.7.5 muestra algunos ejemplos de los límites en los conos de reactivación de planos de debilidad en función de la profundidad para diferentes valores de parámetros mecánicos y orientaciones de los ejes.

Van Wees (1994) combina las ecuaciones [3.35] en una única ecuación [3.37] mediante la utilización del parámetro $R_p = (\sigma_1 - \lambda \rho g z) / (\sigma_2 - \lambda \rho g z)$:

$$R_p = \frac{\mu'}{\sqrt{(\cos^2 \alpha - \cos^4 \alpha)} - \mu' * \cos^2 \alpha} \quad [3.37]$$

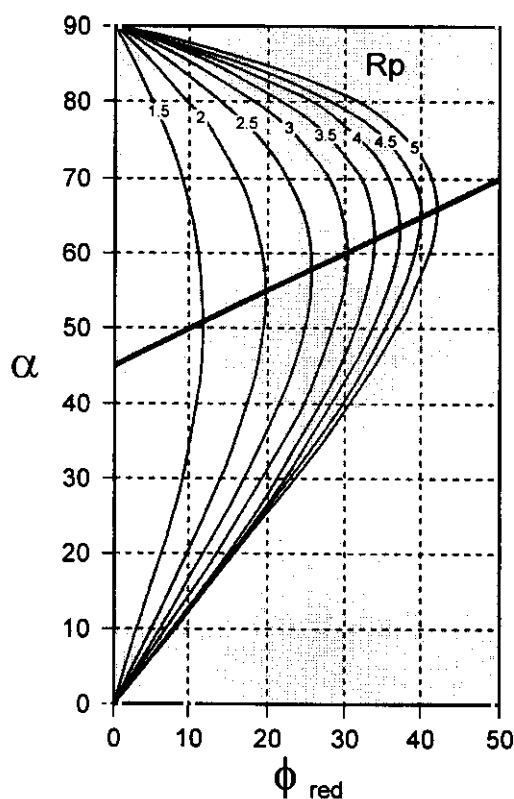


Figura 3.7.6: Valores de R_p en función del ángulo de resistencia friccional sobre un plano de debilidad y la orientación de la normal a ese plano respecto a σ_1 . Los contornos van de 0 a 5, en intervalos de 0.1, y la línea recta representa la orientación de las nuevas fallas para el mismo ángulo de fricción [$\alpha = \frac{1}{2} (\frac{1}{2} \pi + \phi_{red})$] (modificado de Van Wees, 1994).

Esta ecuación permite representar gráficamente la relación entre R_p , el ángulo γ (entre σ_1 y la normal al plano de debilidad) y el ángulo de resistencia friccional al deslizamiento sobre el plano (ϕ_{red}), mediante el gráfico que se muestra en la figura 3.7.6. En este gráfico se visualizan las relaciones geométricas entre las orientaciones de los esfuerzos y del plano de falla con la fricción y la forma del tensor de esfuerzos. No obstante, al asumir el criterio friccional de Navier-Coulomb, todas las fallas neoformadas deben contener al eje principal σ_2 .

Criterio mecánico de Neoformación / Reactivación

Aunque la mayoría de los métodos de análisis poblacional de fallas asumen que los planos sobre los que se produce el deslizamiento son previos a la deformación (Carey y Brunier, 1974; Angelier, 1979, 1984; Etchecopar *et al.*, 1981), hay otros que admiten que son válidos tanto para planos nuevos de rotura como para planos previos reactivados (Reches, 1983; 1987; Reches *et al.*, 1992; Yin y Ranalli, 1995).

En general, los trabajos que hacen referencia al carácter de reactivación/neoformación de las poblaciones de fallas desde el punto de vista de la inversión de esfuerzos (Angelier, 1989, 1994; Delvaux *et al.*, 1992), restringen este análisis a considerar como fallas neoformadas a las fallas conjugadas que se sitúan concentradas en la parte superior izquierda del círculo de Mohr (punto X, fig. 3.7.7A). Sin embargo, este punto, si tenemos en cuenta las relaciones geométricas que subyacen en el círculo de Mohr triaxial (fig. 3.7.5, Jaeger y Cook, 1976), implica necesariamente que el eje σ_2 es perpendicular al polo de la falla ($\gamma_2 = 90^\circ$) y por tanto, que σ_2 está contenido en el plano de falla.

Esta asunción restringe la interpretación como fallas neoformadas a aquellas que siguen el modelo de Anderson (1951), excluyendo la posibilidad de que se formen fallas neoformadas oblicuas al eje σ_2 . Sin embargo, la presencia de este tipo de fallas está ampliamente recogida en la literatura, y su génesis es admitida, incluso, por los propios autores que asumen el criterio de neoformación mostrado en la figura 3.7.7 (Angelier, 1994). Esto, sin duda, es una contradicción entre la asunción metodológica y las observaciones geológicas y experimentales.

3.7.4 - ANÁLISIS DE POBLACIONES DE FALLAS NEOFORMADAS Y REACTIVADAS BAJO CONDICIONES TRIAXIALES SOBRE EL CÍRCULO DE MOHR

Para analizar las relaciones de las fallas neoformadas y/o reactivadas en el círculo de Mohr, vamos a representar los parámetros mecánicos y los planos de falla que predice el modelo de deslizamiento (Reches, 1983) sobre este diagrama, para el caso de elipsoides triaxiales con los tensores de esfuerzos calculados con el método de inversión de Reches *et al.* (1992). En primer lugar proyectaremos la población teórica correspondiente a un único tipo de elipsoide de deformación (caso monotensorial) teniendo en cuenta la posibilidad de dispersión en la población, y a continuación examinaremos los resultados sobre casos politensoriales. Finalmente se proyectan sobre el círculo de Mohr poblaciones de fallas reales, así como los resultados de los métodos de inversión, discutiendo su carácter de neoformación y/o reactivación en relación a los resultados obtenidos y a las observaciones de campo.

A) Caso monotensorial

Según el modelo de deslizamiento, bajo condiciones de deformación triaxiales se forman cuatro familias de fallas cuya principal característica es que sus polos forman un ángulo determinado con el eje ϵ_2 (σ_2), que es función del valor de K' y del valor del coeficiente de fricción (ϕ). Si proyectamos esa población en el diagrama C/B y e/K' , las fallas, al poseer un único valor de K' y de ϕ , también quedarán proyectadas en un único punto. En la figura 3.7.8A se muestra una población de fallas inverso-direccionales ($K' = -1.2$ y $\phi = 35^\circ$), a la que se les ha sumado la misma población girada $\pm 10^\circ$ respecto al eje vertical, simulando así una cierta dispersión en las direcciones de las fallas.

Si calculamos un tensor de esfuerzo a partir de esa población con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992), obtenemos una solución óptima para un $\mu = 0.7$, con unos ejes principales paralelos a los que predice el modelo de deslizamiento y un $R = 0.18$ (fig. 3.7.8B). Además, como $0.7 = \tan^{-1}(35^\circ)$, la coherencia en los resultados obtenidos con los dos métodos es total. Sin embargo, si proyectamos los resultados sobre el círculo de Mohr (fig. 3.7.8C), observamos que las fallas quedan representadas en el interior del círculo, formando sus polos un ángulo con σ_2 de

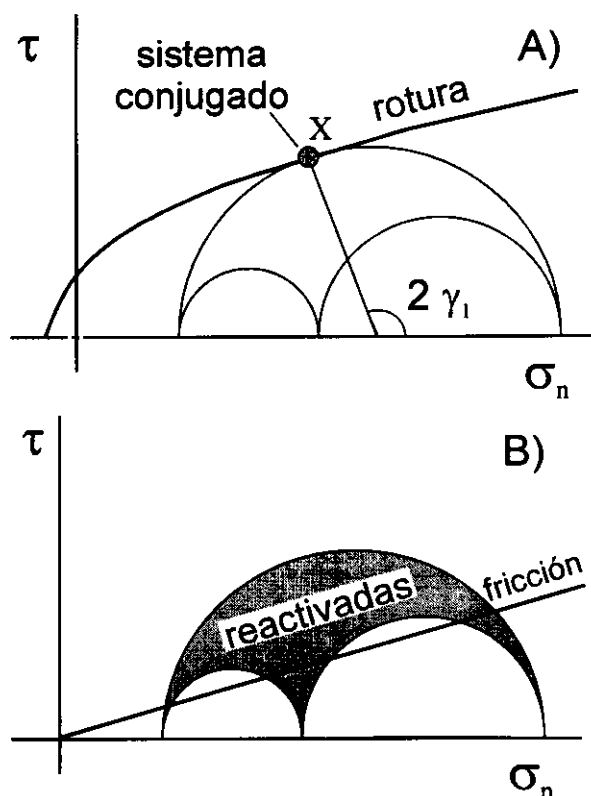


Figura 3.7.7: Criterio mecánico utilizado para definir el carácter de A) neoformación y B) reactivación, en los trabajos microestructurales. Conviene destacar que esta condición mecánica de neoformación implica necesariamente que el eje σ_2 forma un ángulo $\gamma_2 = 90^\circ$ con el polo de la falla (modificado de Angelier, 1994).

52° , tal y como se puede leer en la proyección estereográfica. Debido al abanico de orientaciones supuesto, las tres familias de fallas presentan unos ángulos respecto a σ_1 de 50 , 56 y 63° , correspondiendo el valor central (A) al de las cuatro fallas no rotadas. El método de Etchecopar proporciona unas soluciones parecidas, con un valor de R algo menor ($R=0.15$).

Este ejemplo sirve para ilustrar como en el caso de una población de fallas que presenta una geometría muy marcada típicamente "neoformada", se obtiene una solución con los métodos de inversión en los que se obtienen valores compatibles de ejes y de fricción. Estas fallas son mecánicamente compatibles para el deslizamiento bajo esa fricción, pero evidentemente, no caen proyectadas en la envolvente externa del círculo de Mohr, porque el eje σ_2 no está contenido en los planos de falla.

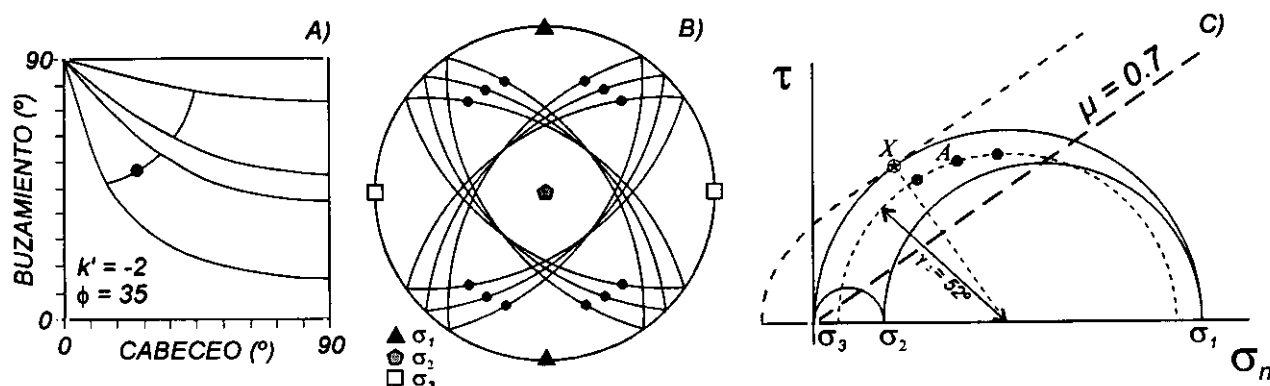


Figura 3.7.8: Representación sobre A) el diagrama C/B, B) proyección estereográfica, y C) círculo de Mohr, de una población de fallas neoformadas producidas por un elipsoide inverso-direccional con $K' = -2$ y $\phi = 35^\circ$, suponiendo una dispersión en la dirección de las mismas de $\pm 10^\circ$. Los resultados obtenidos con los métodos de inversión son compatibles con el elipsoide de deformación y la fricción que predice el modelo de deslizamiento. Sin embargo, la población queda proyectada en el interior del círculo de Mohr (punto A), ya que los polos de las fallas forman un ángulo de 52° con σ_2 (ver texto para la explicación).

B) Caso politensorial

Cuando se analiza una población de fallas real, resulta frecuente que aparezcan diferentes tipos de fallas, lo que se corresponde con la acomodación de un elipsoide de deformación general sobre planos de debilidad previos. Este aprovechamiento de los planos previos puede ir acompañado, si las condiciones mecánicas lo permiten, de la creación de planos neoformados, los cuales reflejarán el elipsoide de esfuerzos representativo de ese episodio deformativo. A continuación vamos a analizar la geometría y la proyección sobre el círculo de Mohr de los esfuerzos calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) sobre tres tipos de poblaciones teóricas de fallas, las cuales guardan las simetrías ortorrómbicas que predice el modelo de deslizamiento (fig. 3.7.9), y se acomodan a una Dey común según N-S:

♦ Población **neoformada**: compuesta por cuatro familias de fallas normal-direccionales correspondientes a un $K' = 1$ y a un $\phi = 35^\circ$.

♦ Población **reactivada**: formada por 16 fallas agrupadas en cuatro grupos cada uno con diferentes valores de K' ($K' = 15$, $K' = 0.2$) y del ángulo de fricción ($\phi = 35^\circ$, 60° y 10°), situadas en el diagrama C/B alrededor de la población anterior.

♦ Población **total**: Compuesta por las dos poblaciones anteriores.

Si observamos la solución global obtenida para la población total, el elipsoide de esfuerzos es radial ($\sigma_1 \approx \sigma_2$, $R = 0.99$), por lo que las fallas quedan en la envolvente del círculo de Mohr. No

obstante se puede apreciar un gran abanico definido por los ángulos entre los polos de las fallas y los ejes principales σ_1 y σ_3 . El coeficiente de fricción que se obtiene ($\mu = 0.7$), es el correspondiente al ángulo de fricción medio que predice el modelo de deslizamiento. La calidad de la solución es buena, con bajos valores de PMA (7°) y SM (1°). La solución que se obtiene para la población de fallas con valores de K' y ϕ situados alrededor del valor central de la población neoformada, presenta las mismas características que la población total, en la que está incluida, con un grado similar de dispersión sobre el círculo de Mohr.

Los resultados para el caso de la población **neoformada**, perteneciente al caso de un único elipsoide de deformación triaxial (fig. 3.7.9), son similares en cuanto a la orientación de los ejes, si bien el tensor de esfuerzos es menos *radial* ($R = 0.94$). La fricción calculada es similar ($\mu = 0.8$), y a diferencia de los casos anteriores, la población de fallas queda proyectada en un pequeño arco en el interior del círculo de Mohr, y con una dispersión de orientaciones de los polos respecto a los ejes σ_1 y σ_3 mucho menor.

C) Casos reales

A continuación vamos a mostrar dos casos reales de fallas obtenidas en la zona de estudio, cada uno de los cuales presenta claras evidencias de ser: A) neoformado (estación Bedija), y B) reactivado (estación Iber3).

◇ *Caso neoformado*: Estación Bedija (fig. 3.7.10). Esta población consta de un total 16 planos de falla con estrías, todas ellas de carácter normal. La estación se encuentra situada en las proximidades de Horcajo de Santiago, sobre yesos y carbonatos del Mioceno superior, que se disponen subhorizontales en el interior de la cuenca de Madrid. La calidad de los datos de la estación es muy buena, con planos de escala decamétrica, en los que se han observado fibras de recrecimiento. La orientación de las fallas presenta dos direcciones principales N30E y N70E, con una simetría marcadamente ortorrómbica. Conviene remarcar

que la red fluvial cuaternaria se encuentra claramente influenciada por esta fracturación, la cual afecta también al Plioceno en áreas próximas.

Los resultados que proporciona el modelo de deslizamiento son un elipsoide de tipo normal-direccional para 14 de las 16 fallas (88%), con un valor de $K' = 0.2$, un ϕ elevado de 67° , y una Dey $= 50 \pm 7^\circ$. Las dos fallas no explicadas por este elipsoide normal-direccional, corresponden a dos planos menores más direccionales, si bien la Dey es compatible.

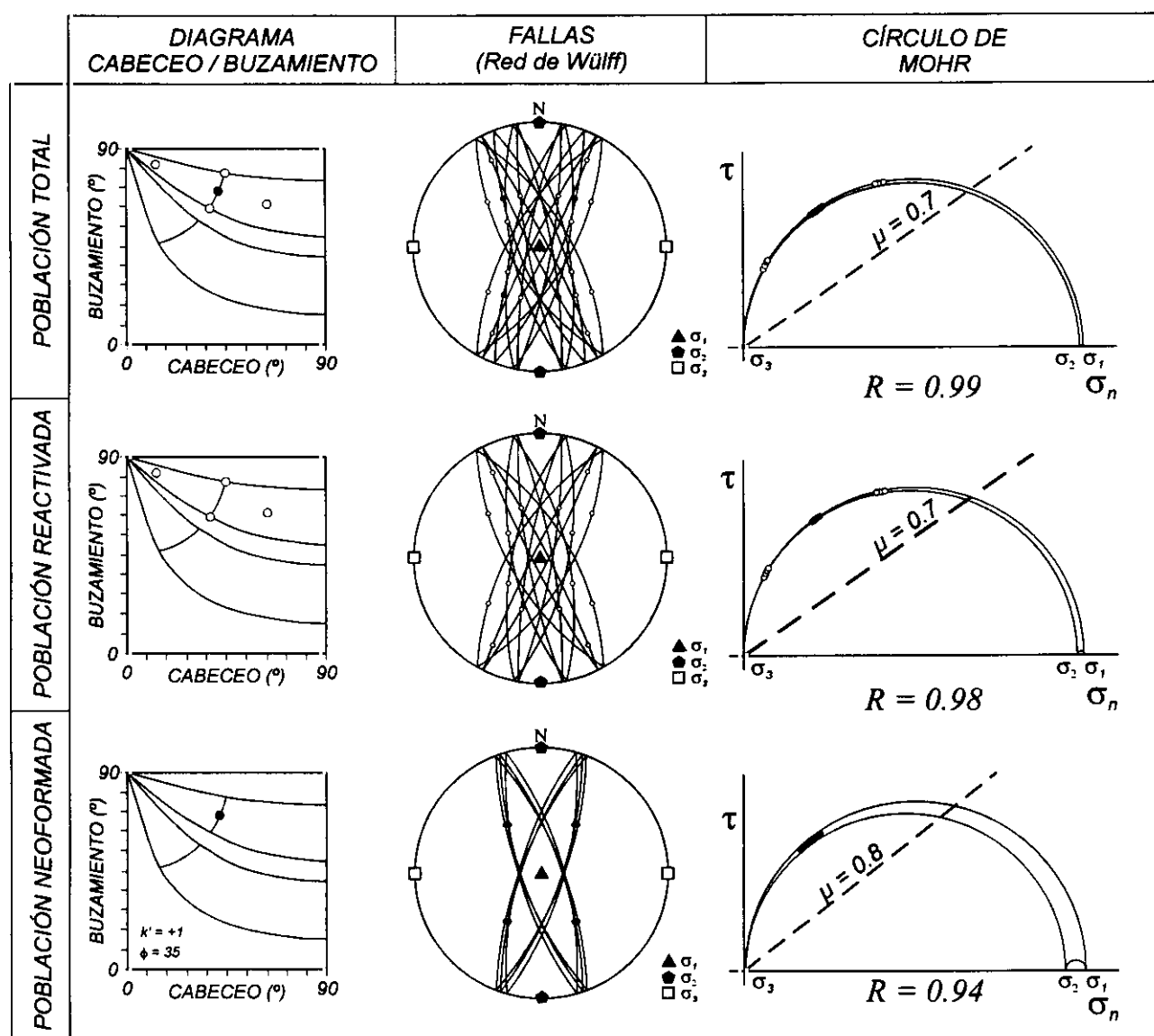


Figura 3.7.9: Proyección de las tres poblaciones analizadas en el caso politensorial en el diagrama C/B, en proyección estereográfica (red de Wülf, semiesfera inferior) y en el círculo de Mohr. Los ejes de esfuerzos, el valor de R y de μ proyectados corresponden a las soluciones obtenidas a partir del método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992). Todas las fallas presentan una Dey común según N-S (ver texto para la explicación).

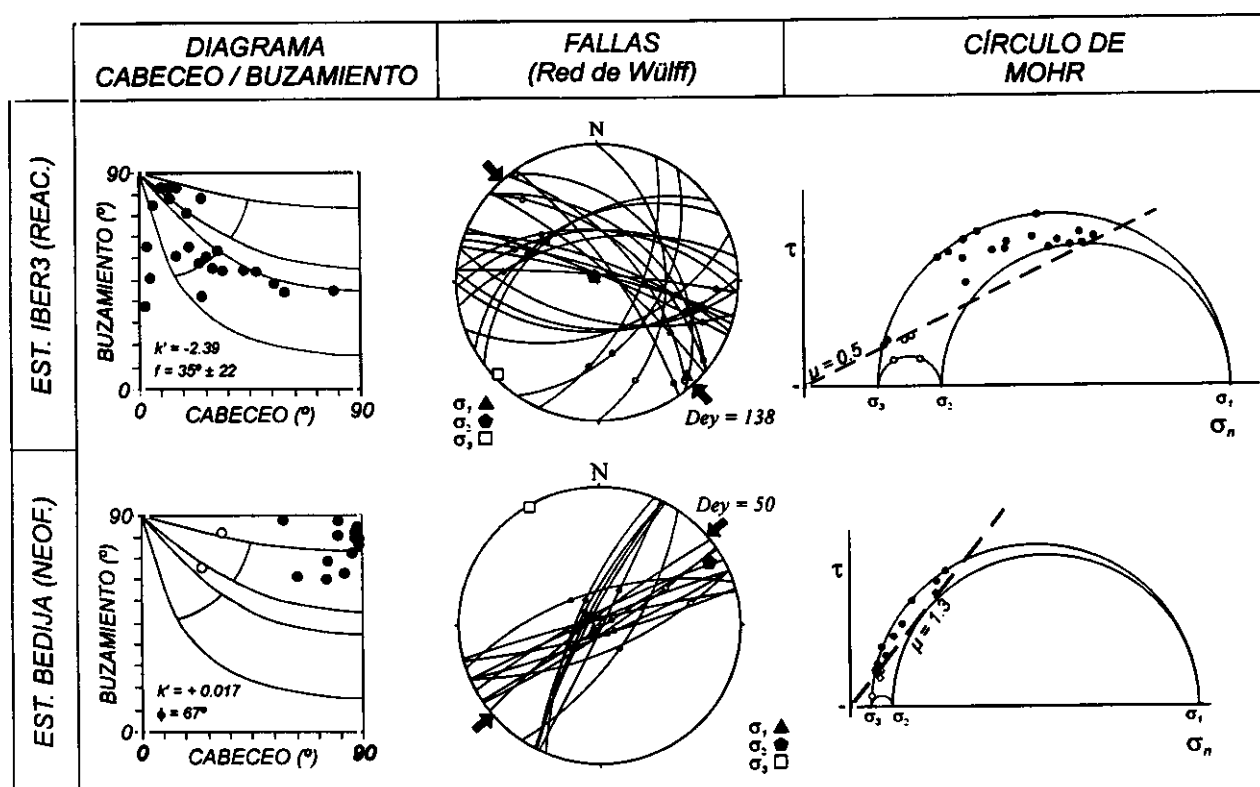


Figura 3.7.10: Análisis de una población neoformada (Bedija) y reactivada (Iber3) mediante el diagrama C/B, y proyección estereográfica de los planos de falla (en negro estrías de falla normal), y las soluciones obtenidas con el modelo de deslizamiento (Reches, 1983) y el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992). A la derecha se muestran las fallas sobre el diagrama de Mohr, con las fallas explicadas representadas como puntos negros, y las no explicadas en blanco (ver texto para la explicación).

El método de inversión de esfuerzos explica 12 fallas por medio de un tensor de esfuerzos extensivo ($R = 0.07$), con σ_1 subvertical ($84/235^\circ$) y σ_3 horizontal y compatible con los ejes deducidos del modelo de deslizamiento ($00/330^\circ$). El tensor que mejor ajusta es aquel que tiene un valor de fricción alto ($\mu = 1.3$), tal y como sugiere el elevado buzamiento de los planos, así como los resultados del modelo de deslizamiento. Si se representan todas las fallas en el diagrama de Mohr, se puede observar como éstas quedan proyectadas a lo largo de un círculo cerca de la envolvente externa, con una cierta dispersión definida por la posición de cada falla respecto a los ejes σ_1 y σ_3 (fig. 3.7.10). Esto es así porque el método de inversión ha calculado un tensor que explica las 12 fallas con cabeceo más puro (próximas a deformación plana). La línea de resistencia friccional proyectada ayuda a situar el círculo de Mohr sobre el eje de los esfuerzos normales, ya que separa las fallas explicadas de las no explicadas.

✧ *Caso reactivado* (estación Iber3, fig. 3.7.10): Los datos se han tomado en una estación situada en dolomías estratificadas del Coniaciense,

a lo largo del flanco occidental de un pliegue volcado de dirección N140E situado en la carretera que une Cifuentes con Canredondo. Los datos que se van a mostrar corresponden a planos de falla que reaprovechan estructuras previas: planos de S_0 subverticales de dirección NO-SE, fallas inversas previas paralelas al pliegue y con buzamiento hacia el NE, y finalmente, desgarras de dirección E-O y buzamientos variables. Los criterios de campo son inequívocos, con planos de estratificación rejugados, fallas con doble juego de estrías, y otros elementos estructurales previos desplazados. La población analizada aquí, consta de un total de 23 fallas, con 16 inverso-direccionales y 7 fallas direccionales, seis de las cuales presentan una ligera componente normal. Este conjunto de fallas no presenta evidencias de simetría de ningún tipo, ya que tanto los buzamientos como las direcciones de las fallas son heterogéneos.

El modelo de deslizamiento proporciona un elipsoide de deformación común de tipo inverso-direccional ($K' = -2.39$), con una Dey según N138 $\pm 5^\circ$, y un valor medio de $\phi = 33 \pm 20^\circ$.

Por lo que respecta al método de inversión de esfuerzos, el tensor óptimo calculado se ajusta a un $\mu = 0.5$ ($\phi = 27^\circ$) y explica 19 fallas (83%). Dicho tensor es de tipo desgarre ($\sigma_1 = 04/137^\circ$; $\sigma_2 = 85/332^\circ$ y $\sigma_3 = 01/227^\circ$), con un valor de $R = 0.18$. Sobre el círculo de Mohr las fallas explicadas quedan proyectadas en un abanico muy amplio de orientaciones, tanto respecto a los ejes σ_1 y σ_3 , como en el caso anterior, como también respecto a σ_2 , lo que indica un marcado carácter de reactivación de los planos bajo condiciones triaxiales.

3.7.5 - DISCUSIÓN DEL PROCEDIMIENTO PARA EL ESTUDIO DE LA NEOFORMACION / REACTIVACION EN FALLAS

Lo primero que hay que resaltar es la coherencia de los resultados con los métodos de análisis de inversión utilizados, tanto en los casos reales como en el análisis de todos los casos teóricos analizados. Esto también incluye al método de Etchecopar, el cual proporciona unas soluciones similares al de inversión de esfuerzos, aunque proporciona generalmente elipsoides de esfuerzos algo más radiales.

Si aceptamos como válida la premisa de que la simetría de los sistemas de fracturación es un síntoma claro del carácter de neoformación de una población de fallas, es posible detectar este carácter mediante la aplicación del análisis poblacional de fallas. Esta detección se puede realizar por medio de diferentes caminos, siendo lo más seguro utilizarlos todos. En la figura 3.7.11 se muestra esquemáticamente el proceso de análisis para las dos poblaciones de fallas descritas anteriormente.

A) Aplicación del modelo de deslizamiento.

Una vez comprobado que las fallas se ajustan al modelo de deslizamiento, en primer lugar conviene determinar el número de direcciones de acortamiento o de estiramiento que aparece, separándolas en los diferentes grupos. Conviene recordar que cuando las fallas presentan cabeceos de 90° , pueden aparecer dos direcciones de Dey (caso radial). Una vez separadas las fallas por direcciones de acortamiento común mediante el diagrama e/K' , se proyectan en el diagrama C/B que nos indica el tipo de elipsoide de deformación al que se ajusta cada falla. De este modo, podemos deducir si las fallas se acomodan a un sólo tipo de

elipsoide de deformación o a varios. En el primer caso, sólo si aparecen todas las familias con buzamientos contrarios, podremos afirmar que se trata de una población *neoformada*. En el resto de los casos (diferentes tipos de fallas, o un único tipo de fallas pero sin sistemas conjugados) se podrá interpretar que las fallas corresponden a superficies previas *reactivadas*.

B) Proyección de los polos y las estrías de movimiento en proyección estereográfica.

Si representamos los polos de las fallas, y las estrías de movimiento en proyección estereográfica, es posible detectar a simple vista el ajuste de los mismos a diferentes familias de orientaciones. Sin embargo, resulta altamente recomendable realizar diagramas de densidad así como otros análisis estadísticos (*test de aleatoriedad*; Woodcock y Naylor, 1983), para tener una mayor certeza sobre los grupos de orientaciones que se observan. Cuando aparezcan dos o cuatro familias de polos, y sus correspondientes estrías, en cuyas bisectrices se sitúan las direcciones de acortamiento que predicen los métodos de análisis poblacional, la población de fallas será neoformada, y en caso contrario, reactivada (fig. 3.7.11).

C) Inversión de esfuerzos y proyección sobre el círculo de Mohr.

Para deducir el carácter de neoformación / reactivación con los métodos de inversión, resulta interesante separar, en primer lugar, los grupos de fallas que se acomodan a diferentes tensores, si se trata de una estación polifásica. Para ello se pueden obtener las subpoblaciones de fallas a partir de indicios previos (observaciones de campo sobre cronología relativa, orientaciones o tipos de fallas, etc.), a partir de los resultados de métodos de análisis previos (modelo de deslizamiento, diedros rectos, diagrama y/R ,...), o bien mediante la aplicación de criterios puramente numéricos al calcular la solución (histogramas de desviaciones angulares).

En nuestro caso se ha elegido el modelo de deslizamiento para subdividir las poblaciones originales, teniendo en cuenta las observaciones de campo. Una vez elegidas, se procede al cálculo de los tensores que mejor ajusten a esas subpoblaciones. Cuando se dispone de las orientaciones y magnitudes relativas de los tres ejes

de esfuerzos principales, así como del valor de fricción medio, se proyectan todos los datos en el círculo de Mohr. Las fallas explicadas por el tensor han de quedar situadas por encima o sobre la línea de resistencia friccional definida por un valor de cohesión nula y el valor de fricción media. Las fallas no explicadas han de ser mecánicamente incompatibles, por lo que quedarán por debajo de esa línea de resistencia friccional.

Una vez proyectadas las fallas, si éstas corresponden a un único elipsoide de deformación, formaran ángulos definidos con los tres ejes principales de esfuerzos, por lo que quedarán proyectadas en un punto, ya sea en el exterior (caso uniaxial) o en el interior del círculo (caso triaxial), siendo este caso el de las fallas *neoformadas*.

No obstante, tanto en los casos presentados como en otros muchos analizados, hemos comprobado que, de los tres ángulos que definen a cada falla sobre el círculo de Mohr triaxial, el que permanece más constante cuando la población presenta simetría definidas (tanto moclinicas como ortorrómbicas) es el que forma el polo de las fallas con respecto al eje σ_2 (γ_2). Por el contrario, resulta más frecuente que poblaciones de fallas neoformadas, con simetría marcadas, presenten un mayor abanico de orientaciones respecto a los ángulos γ_1 y γ_3 . Esto indica que, en los casos de fallas neoformadas analizadas, el factor más variable ha sido la dirección de la extensión o compresión, mientras que tanto el tipo de elipsoide como el valor de la fricción, han permanecido con valores más constantes.

Si, por el contrario, la disposición de las fallas en el círculo de Mohr es aleatoria dentro del abanico definido por la intersección entre el círculo de Mohr y la línea de resistencia friccional, y existe variación en los tres ángulos que forman los polos con los ejes, entonces las fallas no presentan una simetría definida respecto a los esfuerzos principales y han de considerarse como planos previos reactivados.

D) Discusión

Los ensayos triaxiales (Reches y Dieterich, 1983) demuestran que durante la fracturación se pueden diferenciar dos etapas fundamentales, en cada una de las cuales domina un parámetro mecánico diferente (fig. 3.4.3):

1) Rotura: la génesis de los planos de rotura y su orientación respecto a los ejes de esfuerzo / deformación está controlado, en primer lugar, por la resistencia *cohesiva* del material a la rotura frágil, que depende de las propiedades mecánicas del mismo.

2) Deslizamiento: Una vez que existen unos planos sobre los que acomodar la deformación frágil (sin cambio de volumen), el proceso dominante pasa a ser la *fricción*.

Dado que los métodos de inversión de esfuerzos basados en la hipótesis de Wallace - Bott no permiten calcular de un modo independiente la cohesión durante la fracturación, éstos son válidos para explicar los deslizamientos sobre unos planos determinados, pero no la génesis de esos planos, donde juega un papel básico la resistencia cohesiva. Esta es la razón de que en la aplicabilidad de los métodos se asume que son planos reactivados, y son aplicables para el cálculo del tensor de esfuerzos reducido a partir de estrías de falla originadas por fricción.

Por el contrario, el modelo de deslizamiento explica la geometría de las fallas que se crean bajo condiciones triaxiales, hecho que se produce durante el campo I de los test triaxiales (fig. 3.4.3). No se debe confundir esto con identificar las fallas que se ajustan al modelo de deslizamiento con fallas neoformadas, tal y como se ha discutido anteriormente. No obstante, una vez producida la rotura, el deslizamiento de los planos que se han formado se puede incluir en el mismo proceso geológico, aunque sea otro proceso físico el que lo domine, ya que los dos se suceden en un periodo de tiempo geológicamente insignificante. Teniendo esto en cuenta, resulta lógico pensar que el análisis del carácter de neoformación / reactivación se debe realizar teniendo en cuenta tanto los datos experimentales de rotura, como los valores de esfuerzo tangencial / normal y de fricción que proporcionan los métodos de inversión.

Aunque el método propuesto debe servir para analizar de un modo semicualitativo el carácter de neoformación y/o reactivación de una población de fallas respecto a un tensor de esfuerzos determinado, hay que tener en cuenta una serie de hechos a la hora de interpretar los resultados:

✧ En primer lugar, conviene considerar el resto de los datos geológicos que puedan proporcionar información sobre la edad o el tipo de deformación relativas a las fallas y a los esfuerzos calculados.

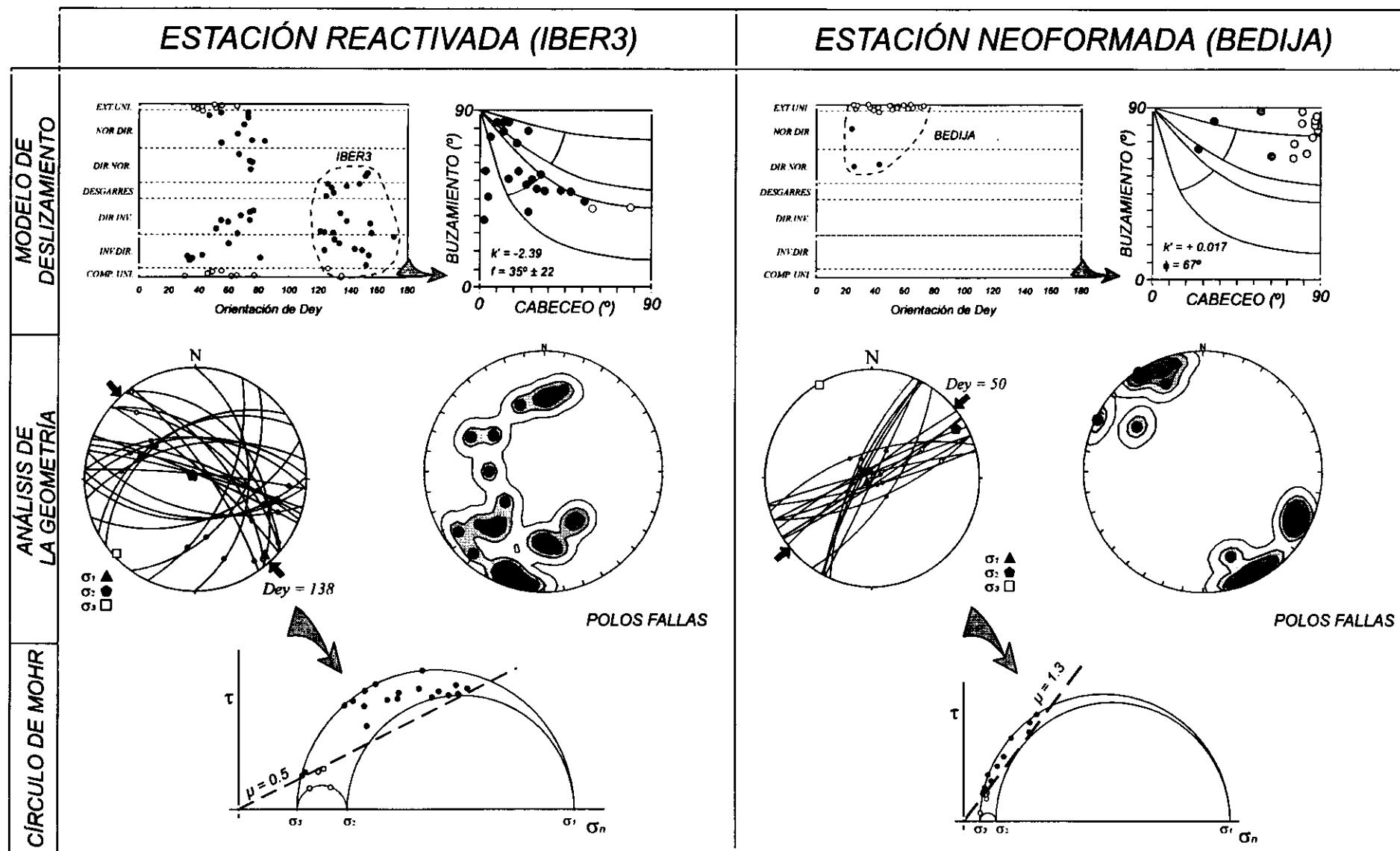


Figura 3.7.11: Procedimiento de análisis combinado del carácter de Neoformación / Reactivación de una población de fallas. A) Fallas Reactivadas (población Iber3); B) Fallas neoformadas (población Bedija). Ver texto para la explicación.

✧ Interpretar el carácter de las fallas solamente a partir de los datos numéricos, sin tener la geología regional en cuenta, puede resultar, cuando menos, arriesgado.

✧ Si se intentan analizar ambos procesos (*geometría* de las roturas y *deslizamiento* friccional) con los métodos tradicionales de inversión y sin considerar la cohesión, estaremos simplificando el problema a un caso particular (rotura bajo condiciones uniaxiales). En este sentido, parece claro que no sólo se forman fallas con cabeceos puros, por lo que el análisis en el círculo de Mohr debe incluir los casos triaxiales.

El problema del análisis del carácter de reactivación / neoformación sigue, a nuestro juicio, abierto. Sin embargo, la unión en el futuro de diferentes líneas de investigación, tanto relacionadas con las técnicas de inversión (incorporación de la cohesión, presión de fluidos), como la combinación con otras técnicas (maclas de calcita), permitirán avanzar en el análisis del carácter de una población de fallas respecto a un tensor de esfuerzos.

4 - ESTRUCTURA EN SUPERFICIE DEL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DEL TAJO

4.1 - INTRODUCCIÓN

En este capítulo se realiza una descripción de las principales características estructurales observables en superficie a una escala cartográfica (1:50.000), con especial interés en la geometría y la cinemática. Para ello ha sido necesario realizar una síntesis cartográfica y estructural de toda la zona de estudio, completando y modificando trabajos previos. Estas cartografías han sido completadas con observaciones puntuales a escala mesoscópica.

Esta síntesis de las características estructurales en superficie ha resultado imprescindible para alcanzar algunos de los objetivos planteados en esta tesis, entre los que destacan:

♦ Cuantificación de la deformación. La cartografía geológica y estructural, junto con los datos geofísicos, han sido las dos fuentes de información principal que han permitido la construcción de los cortes geológicos equilibrados.

♦ Análisis cinemático. Las relaciones cartográficas entre las estructuras tectónicas y los sedimentos relacionados, y su integración con los datos estructurales y paleogeográficos, han permitido establecer la evolución cinemática de las estructuras analizadas.

♦ Análisis de paleoesfuerzos. El poder situar de un modo preciso los datos mesoestructurales, a nivel estratigráfico y estructural, resulta esencial para interpretar los datos puntuales de paleoesfuerzos. Sólo localizando con precisión los datos puntuales es posible interpretar los paleoesfuerzos con cierta fiabilidad, y extrapolar su distribución espacio-temporal mediante la construcción de campos de paleoesfuerzos.

No se ha realizado una interpretación sobre la génesis de las estructuras en este capítulo debido a que, para ello, resulta imprescindible integrar la totalidad de los datos utilizados en este trabajo (geofísica, paleoesfuerzos, relaciones tectónica-sedimentación, etc.), por lo que este tema se aborda más adelante (cap. 10). Debido a la gran superficie abarcada, así como a que no es éste el objetivo del trabajo, no se van a realizar descripciones sistemáticas de las estructuras a escala de afloramiento, sino que se van a analizar los principales rasgos macroestructurales.

Las metodologías empleadas son algunas técnicas clásicas: el análisis de fotografía aérea (escalas 1:30.000 y 1:18.000), análisis de ortoimágenes de satélite (imágenes *Landsat* del I.G.N., a escalas 1:100.000 y 1:250.000), así como la realización de esquemas y cortes geológicos sobre el terreno. La base cartográfica utilizada han sido las hojas geológicas MAGNA de 2ª serie a escala 1:50.000, que cubren todo el área de estudio (algunas publicadas y otras en prensa). Además, se han utilizado otras cartografías y síntesis cartográficas pertenecientes a tesis doctorales (Meléndez, 1971; Sánchez Soria, 1973; Díaz Molina, 1978; Viallard, 1973; Rodríguez Aranda, 1995), tesis de licenciatura (Capote, 1968; Durante, 1991; Rodríguez Pascua, 1994; Muñoz Martín, 1994), y otros trabajos realizados por diferentes autores, con objetivos muy variados (Abril Barea *et al.*, 1967; Sánchez Soria y Pignatelli, 1967; Meléndez, 1969; Manera, 1981; Torres y Zapata, 1986a, b y c; Díaz Molina y Bustillo, 1985; Díaz Molina *et al.*, 1989; Guimerá y Álvaro, 1990; ITGE, 1990; Díaz Molina y Tortosa, 1996; Gómez *et al.*, 1996).

En el borde oriental de la cuenca del Tajo es posible distinguir una serie de zonas o sectores que presentan características geológicas y rasgos estructurales diferentes entre sí, por lo que la descripción de las estructuras que afloran en superficie se va a realizar para cada uno de estos sectores. Los criterios utilizados para dividir la totalidad del área en sectores con características estructurales diferentes han sido:

1) Orientación de las estructuras (dirección de trazas de pliegues y fallas, vergencia de las estructuras, etc.).

2) Tipología y escala de las estructuras geológicas presentes (tipos de pliegues y fallas principalmente).

3) Edad de los materiales aflorantes.

Además, y debido a la gran variedad de estructuras que afloran, la descripción de las mismas se va a realizar de un modo ordenado. En este sentido, se ha separado el análisis de las

estructuras *longitudinales* (paralelas a la dirección principal del cinturón de deformación) de las *transversales* y/o *oblicuas*, describiéndose las relaciones entre ambas.

Así mismo, se ha agrupado la descripción de estructuras con relaciones singenéticas

observadas en el campo (tal es el caso de los pliegues asociados a fallas).

Las zonas elegidas para analizar por separado las estructuras superficiales se muestran en la figura 4.1.1.

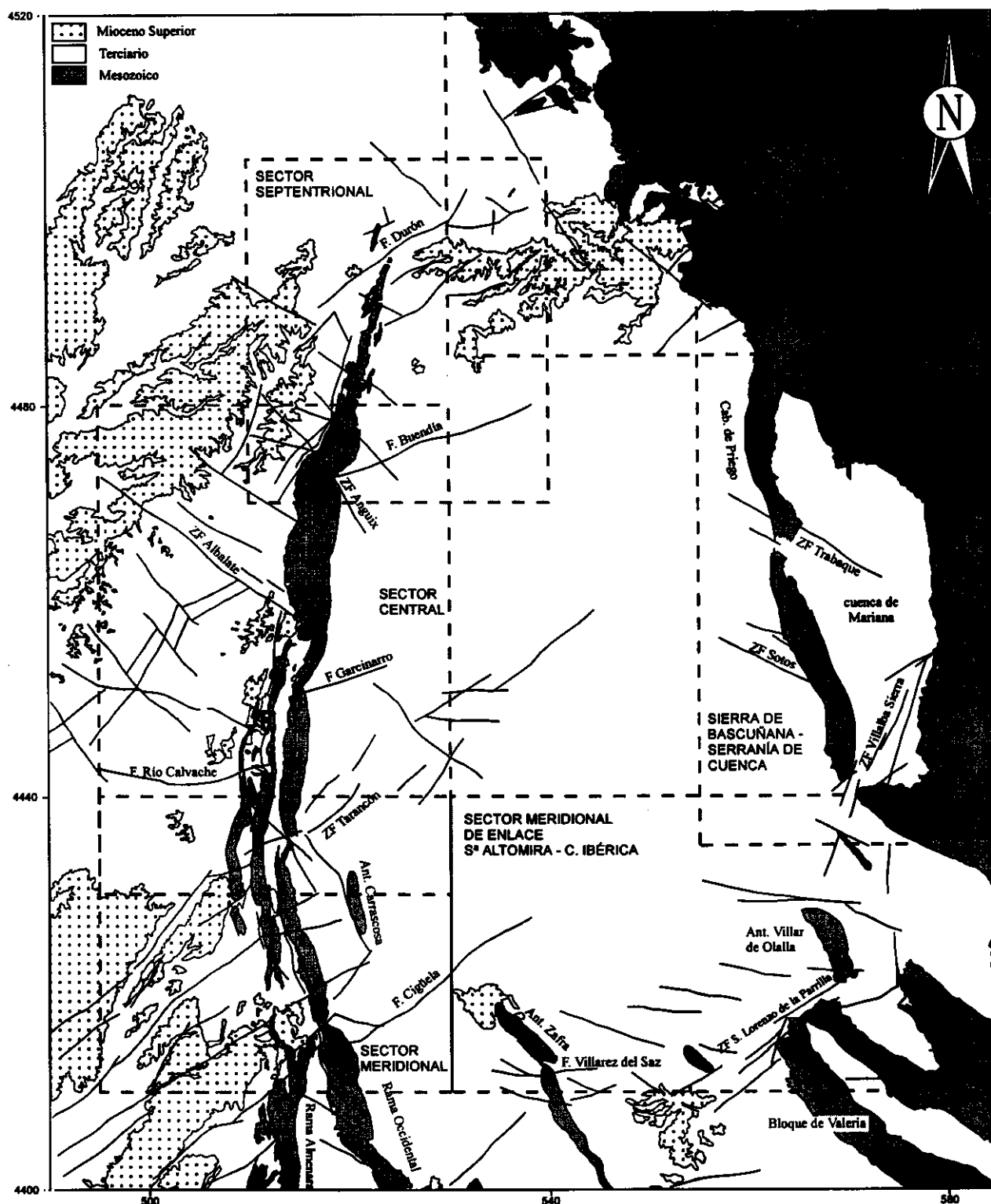


Figura 4.1.1: Tramos diferenciados para la descripción de las características estructurales en superficie en el borde oriental de la cuenca del Tajo. En la figura se han representado los principales sistemas de fracturas..

4.2 - LA SIERRA DE ALTOMIRA

Tal y como ya se ha descrito en el capítulo 2, la Sierra de Altomira se corresponde con un cinturón de pliegues y cabalgamientos que afectan a la cobertera mesozoico-paleógena, la cual se encuentra despegada del basamento hercínico y del tegumento del Pérmico y Triásico inferior (Sánchez Soria, 1973).

La estructura general de dicha sierra es la de uno o varios anticlinorios, formados por pliegues y cabalgamientos con vergencia general hacia el O, que se encuentran alineados según una dirección general N-S. En los núcleos de estos anticlinorios afloran materiales cretácicos y jurásicos, no apareciendo en ningún caso el Triásico. Asociados a los flancos de estos anticlinorios se encuentran una serie de materiales paleógenos pretectónicos, y

de sedimentos del Oligoceno superior y Mioceno inferior con un marcado carácter sintectónico. Estos últimos suelen estar afectados por discordancias progresivas desarrolladas en los frentes de los pliegues y cabalgamientos que conforman la Sierra de Altomira.

Dentro de este esquema general de la Sierra de Altomira, se pueden distinguir una serie de tramos o sectores con características estructurales diferentes. El límite entre estos tramos se corresponde con zonas de deformación compleja, donde predominan las estructuras transversales y oblicuas a la dirección general del cinturón de pliegues y cabalgamientos, y que pueden considerarse como *zonas de transferencia* de las estructuras longitudinales (Calassou *et al.*, 1993).

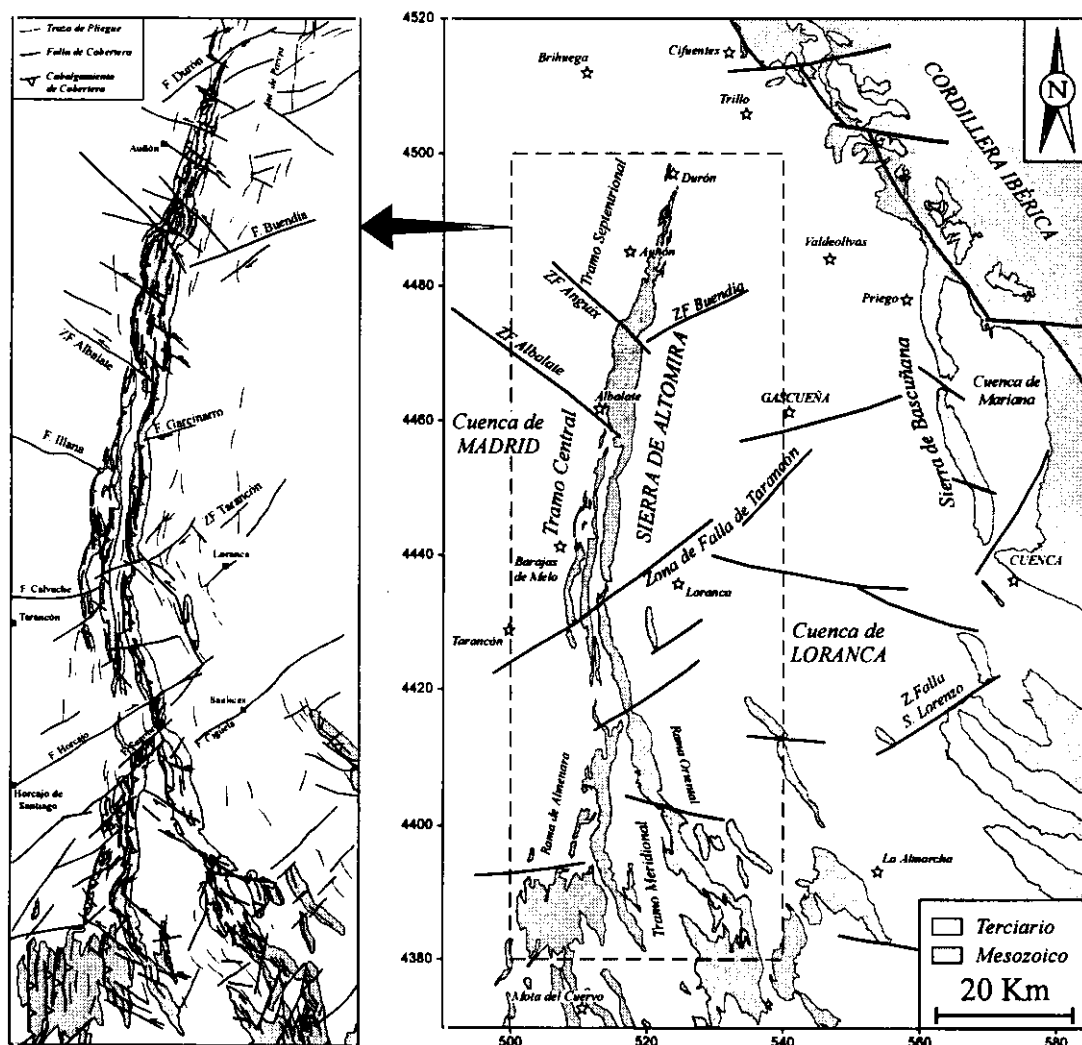


Figura 4.2.1: Esquema estructural simplificado de la Sierra de Altomira (izquierda), con los tres sectores diferenciados con características estructurales diferentes. A la derecha se muestran las principales fallas de basamento.

Así, a partir de los datos cartográficos y de las observaciones estructurales realizadas, se han distinguido tres tramos principales desde el N hacia el S en la Sierra de Altomira: *septentrional*, *central* y *meridional*. Estos sectores se encuentran separados por las *zonas de transferencia* de Anguix y de la *zona de falla de Tarancón* (Capote, 1983; fig. 4.2.1).

4.2.1 - SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA SIERRA DE ALTOMIRA

Este tramo consiste en un anticlinorio de dirección general N20E y una anchura de entre 3 y 5 Km, y se encuentra limitado hacia el S por la *zona de transferencia de Anguix* (fig. 4.2.2). Al E de la Sierra de Altomira, y a una distancia media de unos 8 Km aflora, de un modo discontinuo, otro anticlinorio de características similares a la Sierra de Altomira denominado *anticlinorio de Pareja - La Puerta* (fig. 4.2.2).

A) Tramo de Sacedón

Este tramo es el más septentrional de la Sierra de Altomira, y se caracteriza por tener un marcado carácter rectilíneo y una orientación muy constante de las estructuras longitudinales según N20E. Las estructuras compresivas sufren una amortiguación progresiva hacia el N, hasta desaparecer los afloramientos mesozoicos por debajo de los sedimentos postectónicos del Mioceno medio y superior a la altura del pueblo de Durón. Los perfiles sísmicos de reflexión confirman este amortiguamiento de las estructuras compresivas hacia el N hasta desaparecer al N de Trillo, lo que origina la unión de la cuenca de Madrid con la de Loranca.

♦ Estructuras longitudinales. Consisten fundamentalmente en pliegues y cabalgamientos paralelos entre sí que presentan una marcada vergencia hacia el O. Los pliegues tienen geometrías en rodilla, con un flanco trasero buzando entre 20 y 50° y un flanco delantero subvertical o volcado. El flanco delantero suele presentar un cierto adelgazamiento (no mayor de un 20%) resuelto mediante brechificación y/o presencia de fallas normales de alto buzamiento, así como planos de falla inversa. En general, estos pliegues se pueden considerar como pliegues de propagación de falla, debido tanto a sus características geométricas, como a la relación con

los cabalgamientos observada. Una característica muy generalizada de estos pliegues es la presencia de una tendencia al aumento progresivo del buzamiento de los planos axiales de los anticlinales hacia el E, típica de los sistemas de cabalgamientos imbricados ("*leading imbricate fan*"). Los anticlinales presentan sinclinales entre ellos, especialmente en las zonas más septentrionales, mientras que hacia el S desaparecen para ser reemplazados por cabalgamientos. Los flancos de los pliegues suelen ser rectos, y las charnelas presentan geometrías tanto de tipo angular, como cilíndrica (fotos 4.2.1 y 4.2.2).

Los cabalgamientos son menos frecuentes que en otras zonas de la Sierra de Altomira, ya que sólo afloran en el extremo occidental de la misma, y cuando los materiales del Mioceno medio y superior que los fosilizan no impiden su observación. Los planos de cabalgamiento de escala cartográfica buzcan hacia el E, y no se han cartografiado retro-cabalgamientos de escala hectométrica o mayor. Los cabalgamientos presentan una arquitectura imbricada vergente hacia el O, con un incremento en el buzamiento de los planos desde el O hacia el E. El sentido de emplazamiento medio que se deduce de la regla del arco es N285E.

En la foto 4.2.2 se muestra la geometría general de la Sierra de Altomira en este sector septentrional.

♦ Estructuras transversales: En este tramo de la Sierra de Altomira, las estructuras dominantes son desgarres y fallas direccional-normales de dirección N125E y sentido de movimiento sinistroso. A menudo estas fallas presentan una componente normal relativamente importante, y, cuando lo hacen, generalmente el bloque hundido es el situado al N.

Existe otra familia de fallas menos frecuente, destacando las *fallas de Durón y Buendía*, con dirección N70E y sentido de movimiento dextroso. Este sistema de fallas presenta evidencias de una actividad posterior, con movimientos de tipo normal que afectan a los materiales del Mioceno superior, y que indican una extensión hacia el SE.

Ambas familias de fallas amortiguan la magnitud de la estructuras compresivas de la Sierra de Altomira hacia el N.

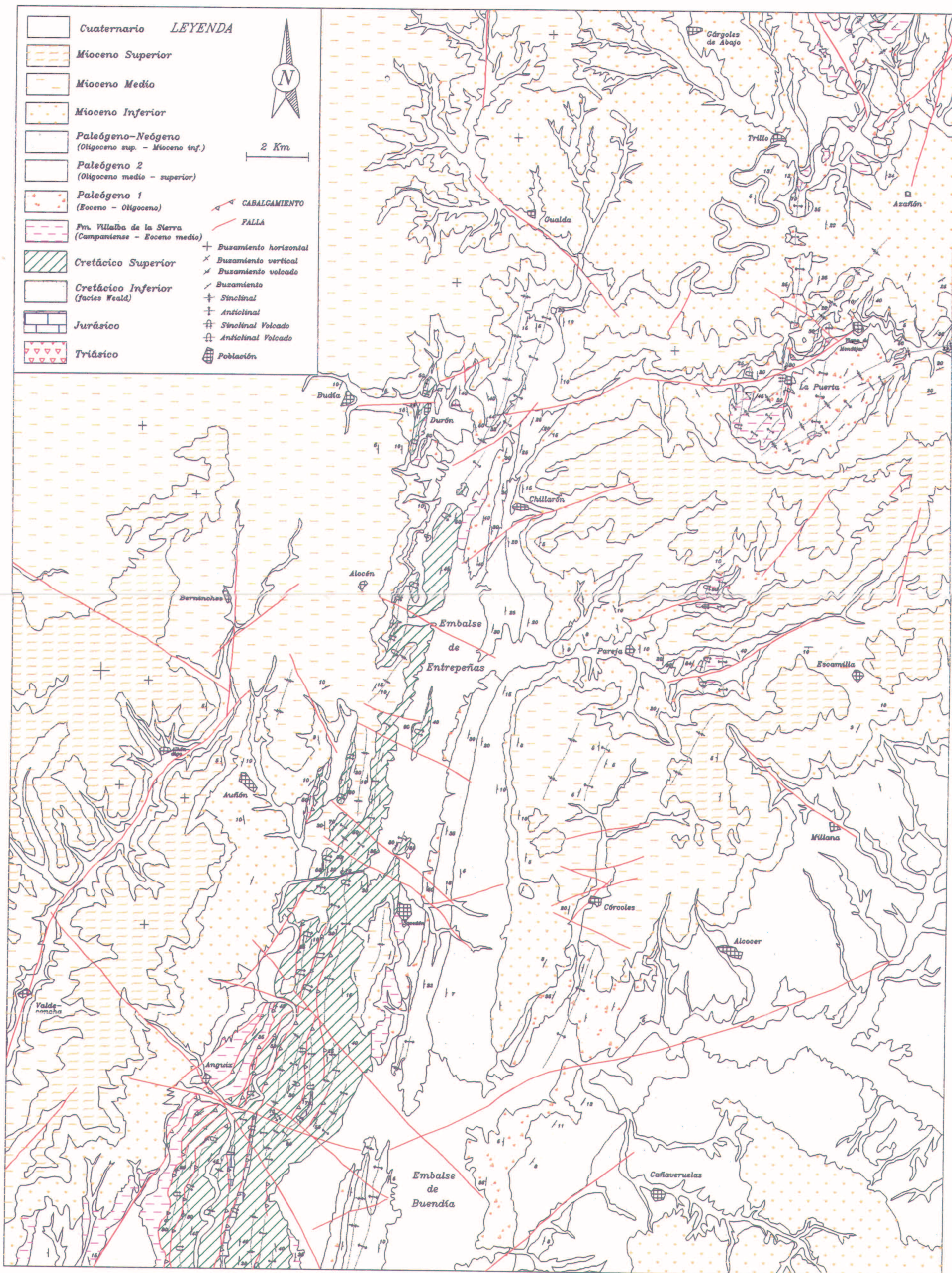


Figura 4.2.2: Cartografía geológica del Sector Septentrional de la Sierra de Altomira y del anticlinorio de Pareja.

B) Anticlinorio de Pareja - La Puerta

Presenta las mismas características estructurales que el tramo de Sacedón, pero con un salto vertical deducido en los cabalgamientos de menor magnitud. Este hecho provoca una menor expresión superficial de este anticlinorio respecto a la Sierra de Altomira, que se traduce en que la *Fm. Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra* aflora de un modo discontinuo a favor de los valles de dirección E-O que cortan transversalmente la estructura (en los valles del río Ompolveda y del arroyo de La Solana). El resto del anticlinorio, fuera de los valles transversales, se encuentra fosilizado por los sedimentos del Mioceno medio y superior. Los pliegues de este anticlinorio presentan una fuerte vergencia hacia el O, llegando a alcanzar los flancos occidentales buzamientos volcados de hasta 50°, aunque generalmente se encuentran subverticales, mientras que los flancos traseros (orientales) buzcan entre 20 y 50°.

Asociado al flanco occidental de este anticlinorio, en las proximidades de Pareja (valle de río Ompolveda), se desarrolla la discordancia progresiva más espectacular reconocida en la zona de estudio (*discordancia progresiva de Pareja*), donde afloran la totalidad de las unidades sedimentarias paleógenas y neógenas definidas en las cuencas de Loranca y de Madrid (Calvo *et al.*, 1990). Este afloramiento permite establecer relaciones entre tectónica y sedimentación, así como la datación de la edad del emplazamiento de los cabalgamientos para este sector de la Sierra de Altomira (foto 4.2.3).

Dado el carácter discontinuo de los afloramientos, no ha sido posible reconocer estructuras transversales importantes en este tramo. Sin embargo, el hecho de que la traza rectilínea de los valles sea paralela a los sistemas direccionales observados en la Sierra de Altomira, unido a las evidencias en estos valles de sufrir una actividad extensiva posterior, sugiere la presencia de fallas transversales a lo largo de los mismos.

Este anticlinorio se extiende hacia el N hasta enlazar con la Cordillera Ibérica a través de una zona estructuralmente compleja denominada *sector septentrional de enlace entre la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira*, que se describe más adelante. Hacia el S, el anticlinorio termina a favor

de una estructura oblicua de dirección ENE-OSO denominada *falla de Buendía*, que, aunque no presenta una gran expresión superficial y se encuentra cubierta por el embalse del mismo nombre, se puede completar su traza cartográfica mediante la interpretación de los datos geofísicos (cap. 5).

C) Zona de transferencia de Anguix

Consiste en una zona de deformación compleja con geometría en planta sigmoidal, en la que se desarrollan estructuras oblicuas y se produce el relevo de las estructuras longitudinales. En esta zona confluyen dos fallas en dirección importantes con sentidos de movimiento contrarios, cada una de las cuales controla la geometría de uno de los tramos en los que se divide la Sierra de Altomira. De este modo, el movimiento dextroso de la *falla de Buendía* controla la geometría del extremo meridional del tramo de Sacedón, mientras que el movimiento sinestroso de la *falla de Anguix* hace lo propio con el extremo septentrional del tramo de Buendía.

En la figura 4.2.2 se muestran las principales características estructurales de esta zona de transferencia, y en la fotografía 4.2.4 el aspecto de la misma desde una vista aérea oblicua.

4.2.2 - SECTOR CENTRAL DE LA SIERRA DE ALTOMIRA

Es el que presenta los rasgos más característicos de la Sierra de Altomira, con una dirección N-S de las estructuras longitudinales, y es donde los materiales mesozoicos alcanzan las cotas más elevadas. En este sector, a diferencia del tramo de Sacedón, los materiales mesozoicos no llegan a estar fosilizados completamente por los sedimentos Miocenos.

El Sector Central, a su vez, se puede dividir en dos tramos (*Buendía* y *Barajas de Melo*) separados entre sí por la *zona de transferencia de Albalate - Pezuela*, de dirección NO-SE, y que se desarrolla sobre una falla de basamento (Rodríguez Aranda *et al.*, 1995). En la figura 4.2.3 se muestra la cartografía geológica de este sector de la Sierra de Altomira, incluyendo sus dos límites.

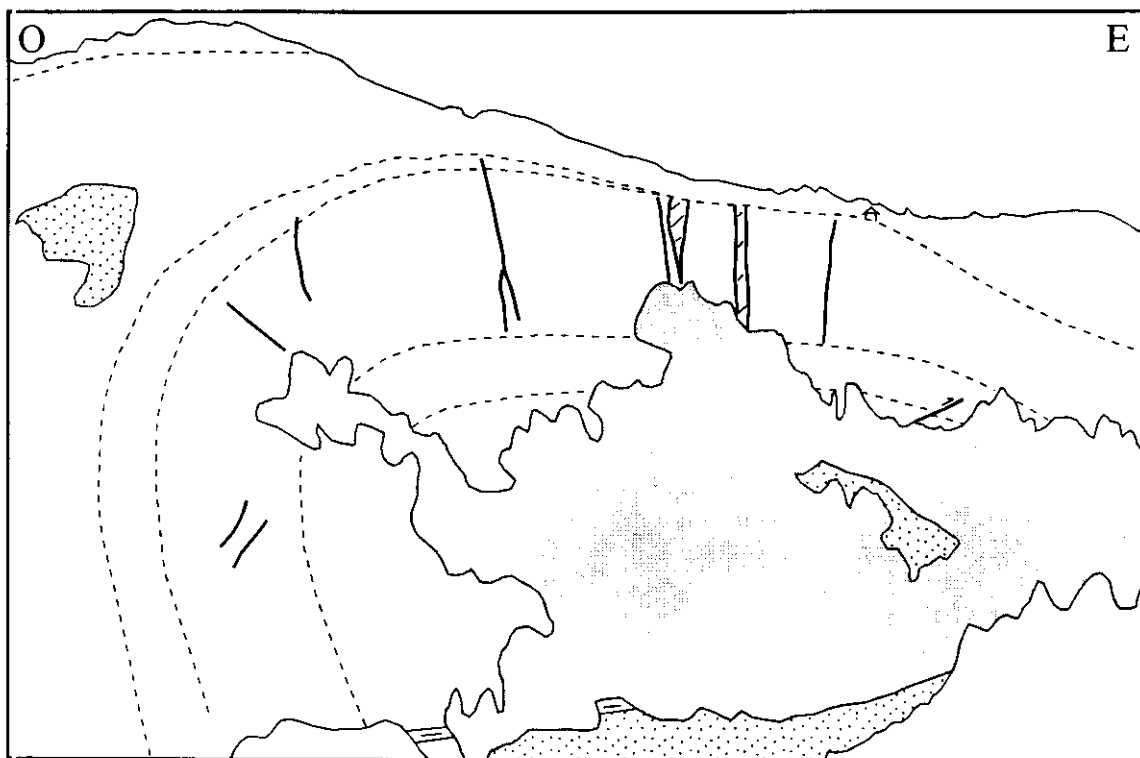


Foto 4.2.1: Geometría del anticlinal de Entrepeñas, típico ejemplo de pliegue de propagación de falla presente en el Sector Septentrional de la Sierra de Altomira.

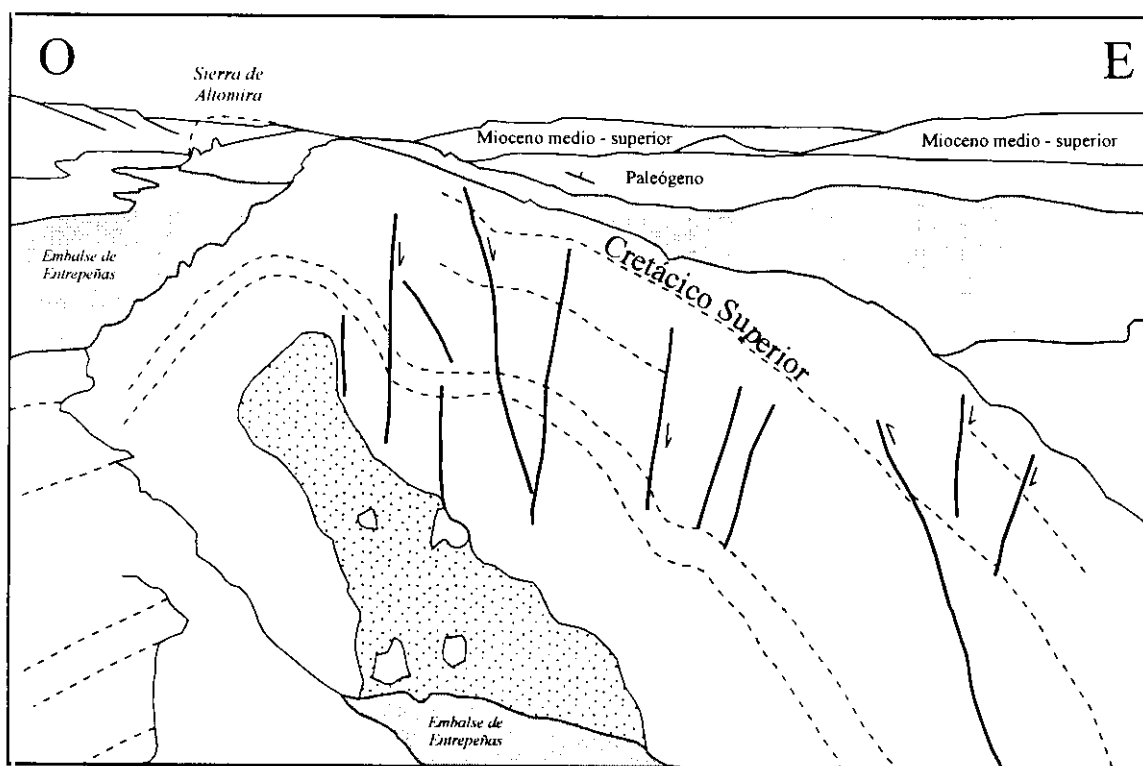


Foto 4.2.2: Aspecto general de la Sierra de Altomira en su extremo N. Se observan los pliegues de dirección N-S, el Paleógeno deformado, y como los sedimentos del Mioceno medio se sitúan en "on-lap" sobre los materiales deformados.



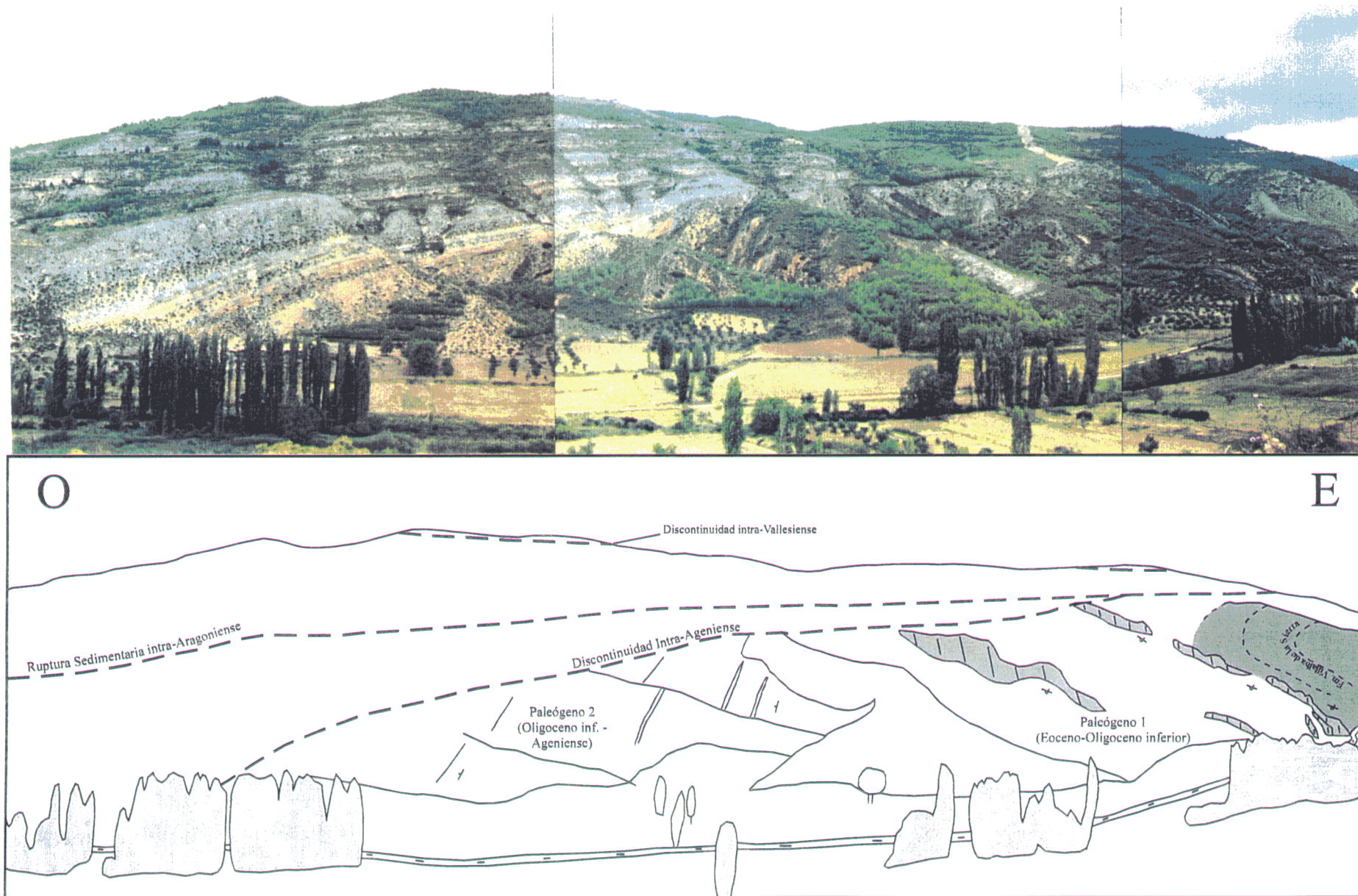


Foto 4.2.3: Discordancia progresiva de Pareja, en el valle del río Ompolveda. Se aprecia el carácter sintectónico de los materiales del tránsito Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, y la relación en on-lap de los materiales del Mioceno medio y superior sobre las estructuras compresivas N-S del anticlinorio de Pareja.

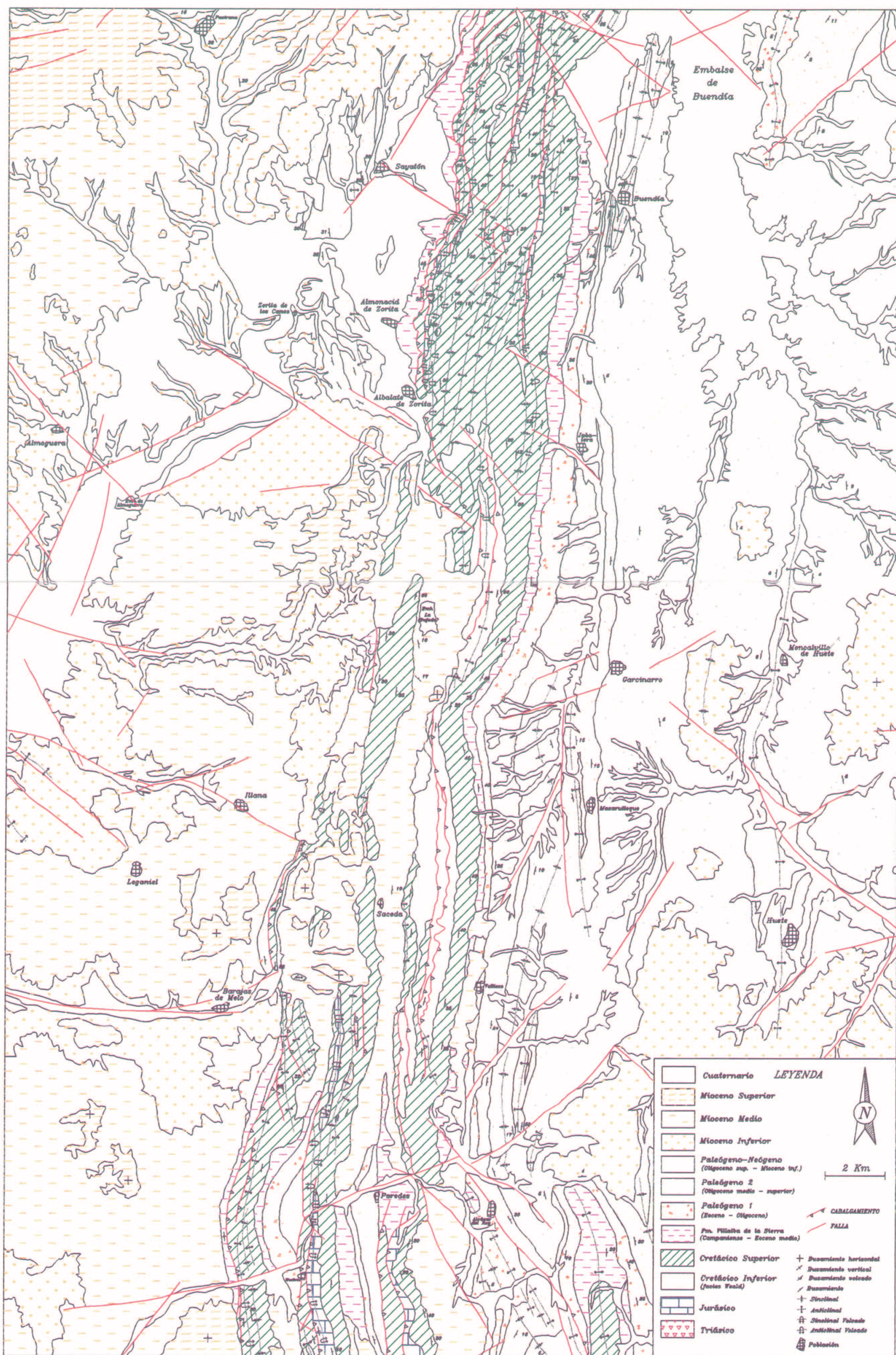


Figura 4.2.3: Cartografía geológica del Sector Central de la Sierra de Altomira.

A) Tramo de Buendía

Presenta una dirección general N10E, con una geometría general sigmoidal, causada por las zonas de transferencia de Anguix y de Albalate. El tramo de Buendía presenta una mayor intensidad de deformación que el tramo de Sacedón, lo que se traduce en el afloramiento de materiales Jurásicos en el núcleo de las estructuras, así como en las mayores alturas que alcanzan los relieves formados por los materiales mesozoicos.

♦ Estructuras Longitudinales: Las estructuras longitudinales más abundantes son los cabalgamientos, mucho más frecuentes que en el tramo de Sacedón, así como los pliegues asociados a los mismos. Ambos presentan también una marcada vergencia hacia el O, aunque en el extremo S (proximidades de Jabalera), aparecen algunos pliegues de escala kilométrica y vergencia contraria, asociados a la zona de transferencia de Albalate.

La traza de los cabalgamientos frontales situados en el extremo oriental, suele presentar un aspecto sinuoso, debido al bajo buzamiento que presentan ($< 30^\circ$). En este sector se aprecia perfectamente en la cartografía como los niveles yesíferos del Paleógeno más inferior (Fm. Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra) constituyen un nivel de despegue local muy importante, actuando como zonas de rellano en el bloque de muro para las rampas de los cabalgamientos que provienen del nivel de despegue basal (situado en las facies Keuper triásicas). Los cabalgamientos y anticlinales de techo, asociados a las rampas, se encuentran frecuentemente imbricados, tal y como se puede observar al E de Almonacid de Zorita, en las proximidades de la urbanización Nueva Sierra de Madrid. Los anticlinales de techo presentan flancos traseros con buzamientos constantes entre 20 y 50° , y flancos delanteros volcados o subverticales (foto 4.2.5).

♦ Estructuras transversales: Consisten principalmente en una única familia de fallas en dirección orientadas según N120-130E y sentido de movimiento sinestroso. Estas fallas son menos frecuentes y presentan un carácter más direccional que en el tramo de Sacedón, siendo la más importante la zona de transferencia de Albalate, que constituye el contacto entre los tramos de Buendía y de Barajas de Melo, y que se describe más adelante.

B) Zona de transferencia de Albalate

Se corresponde con una falla de dirección NE-SO que afecta al basamento de la cuenca de Madrid, sobre la que se desarrolla una zona de transferencia en la cobertera con sentido de movimiento sinestroso. Esta falla está asociada a una zona de deformación oblicua, con fuertes inflexiones de los pliegues longitudinales tanto en el bloque norte como en el sur, que llegan a disponerse paralelos a la traza de la misma (fig. 4.2.2).

En esta zona de falla se han reconocido dos episodios de actividad tectónica diferente, reflejados tanto a nivel meso como macroestructural. En el primer episodio la falla presenta un movimiento en dirección y sentido de movimiento sinestroso, actuando como zona de transferencia de los cabalgamientos de la Sierra de Altomira. En la segunda etapa, el salto de la falla es de menor magnitud, con un movimiento transtensivo con componente dextrorsa (el labio hundido es el NE). Esta doble actuación se refleja en los sedimentos miocenos de la cuenca de Madrid, ya que por debajo de esta zona de deformación en la cobertera, se sitúa una fractura en el basamento, que controla las facies y los espesores de las series miocenas de la cuenca de Madrid (Rodríguez Aranda *et al.*, 1995).

El Sector Central termina hacia el S en la Zona de Falla de Tarancón, que consiste en una zona fracturada en la cobertera de dirección general NE-SO, compuesta por dos sistemas de fracturas ENE-OSO y NE-SO. Esta zona se corresponde con una serie de fallas que afectan al basamento, y ha sido denominada por Sánchez Soria (1973) como accidente del Riansares, y por Capote (1983) como falla de Tarancón - Cañete. En este trabajo denominamos a esta estructura como zona de falla de Tarancón, ya que consiste en una compleja zona de fallas de carácter normal que afectan al basamento y controlan la sedimentación de los materiales permo-triásicos, tal y como se muestra en el siguiente capítulo. Por encima de este sistema de fallas se desarrolla una zona de transferencia en la cobertera, cuya principal característica es la presencia de pliegues sigmoidales y fallas con movimiento oblicuo que indican un sentido de movimiento dextrorso en relación a los pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira (foto 4.2.6).

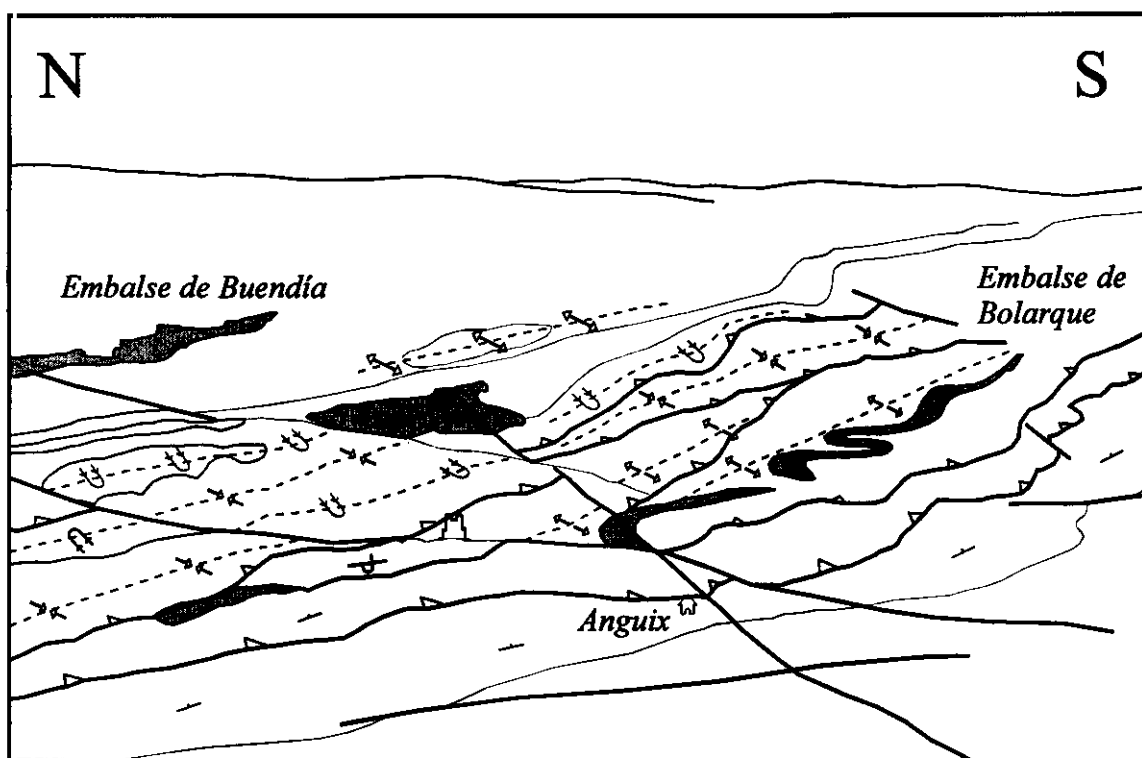


Foto 4.2.4: Vista aérea oblicua de la zona de transferencia de Anguix desde la cuenca de Madrid.

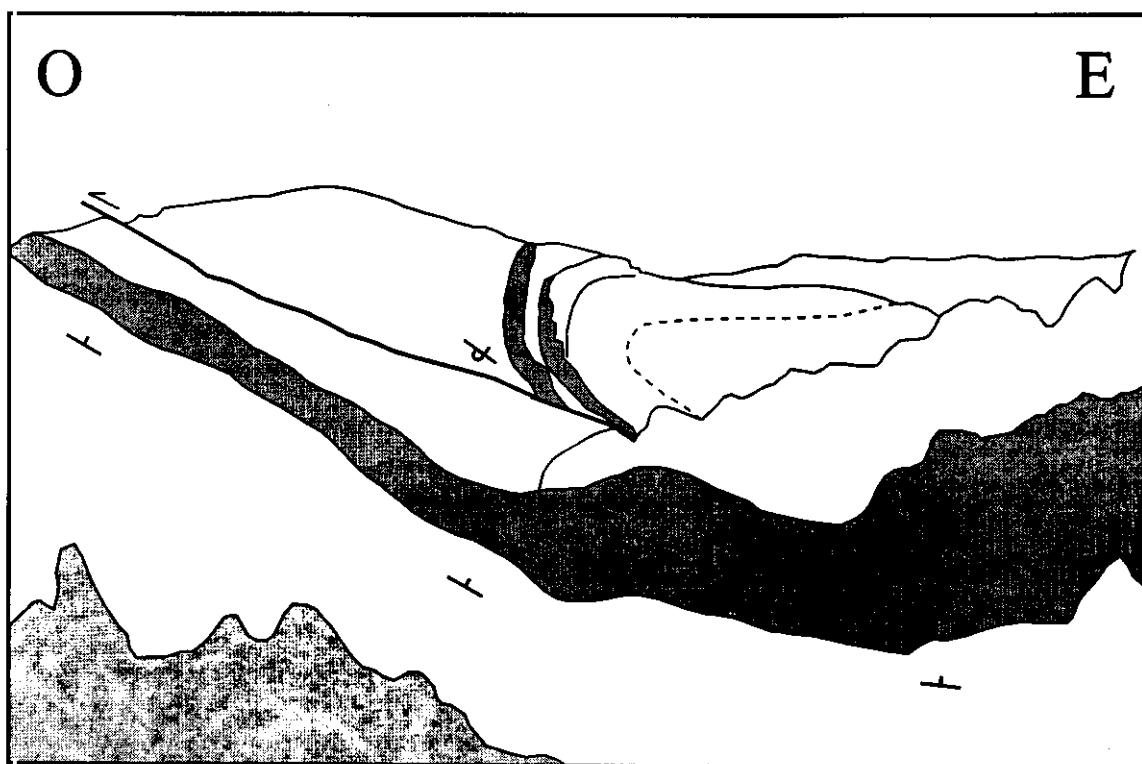


Foto 4.2.5: Aspecto general de los sistemas de pliegues y cabalgamientos imbricados de dirección N-S en el tramo de Buendía (proximidades de la urbanización Nueva Sierra de Madrid).



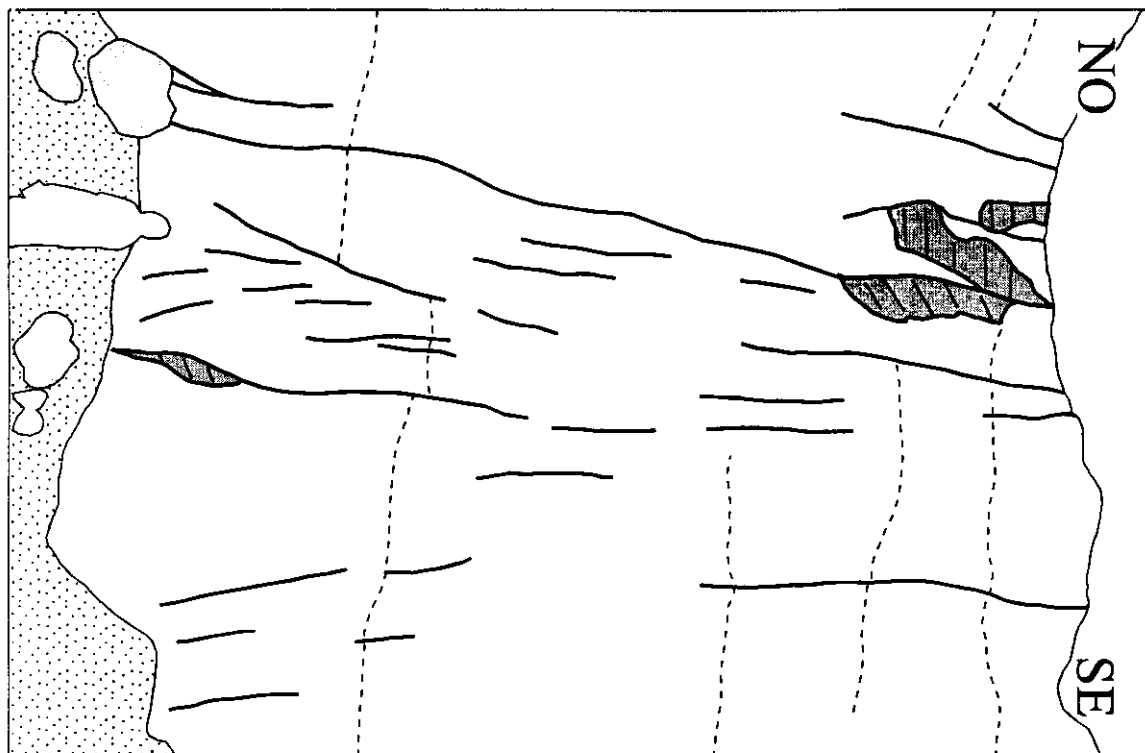


Foto 4.2.6: Sistema de fallas direccionales NE-SO desarrollados en la cobertera en la zona de falla de Tarancón, entre Paredes y Alcázar del Rey. Este sistema de fallas presenta un rejuego posterior de tipo normal.

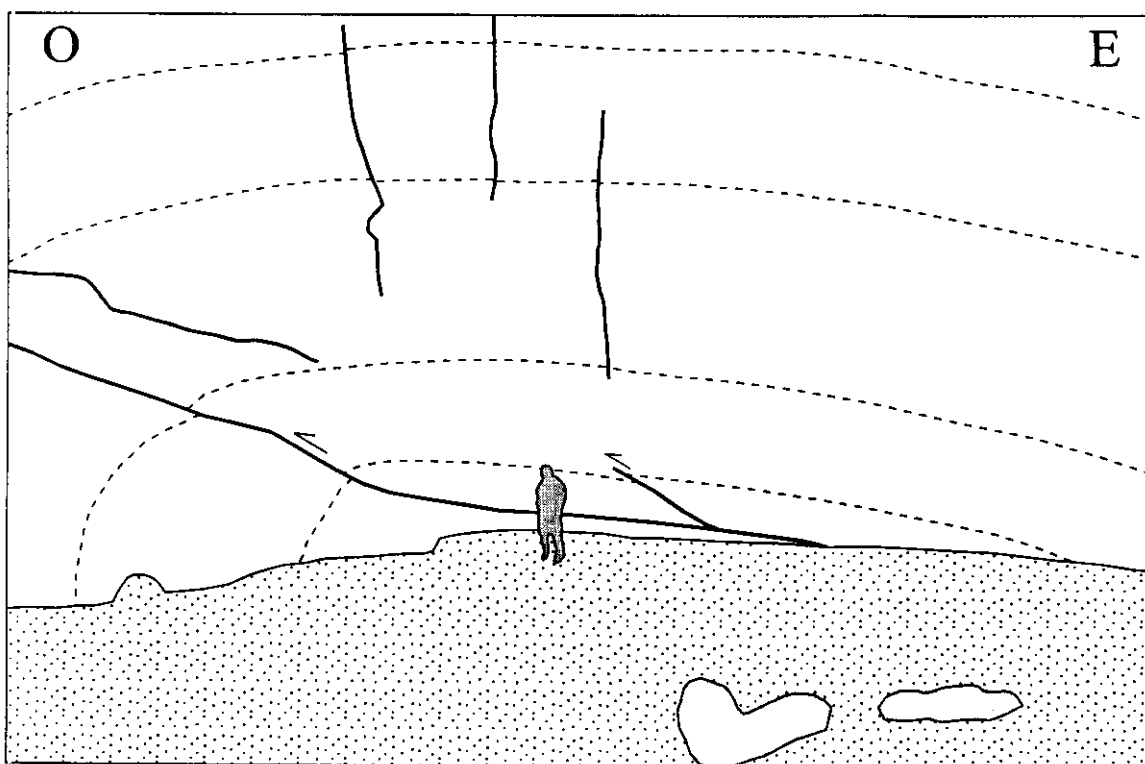


Foto 4.2.7: Cabalgamiento de dirección N-S, y pliegue asociado en materiales Jurásicos, en las proximidades de Barajas de Melo.



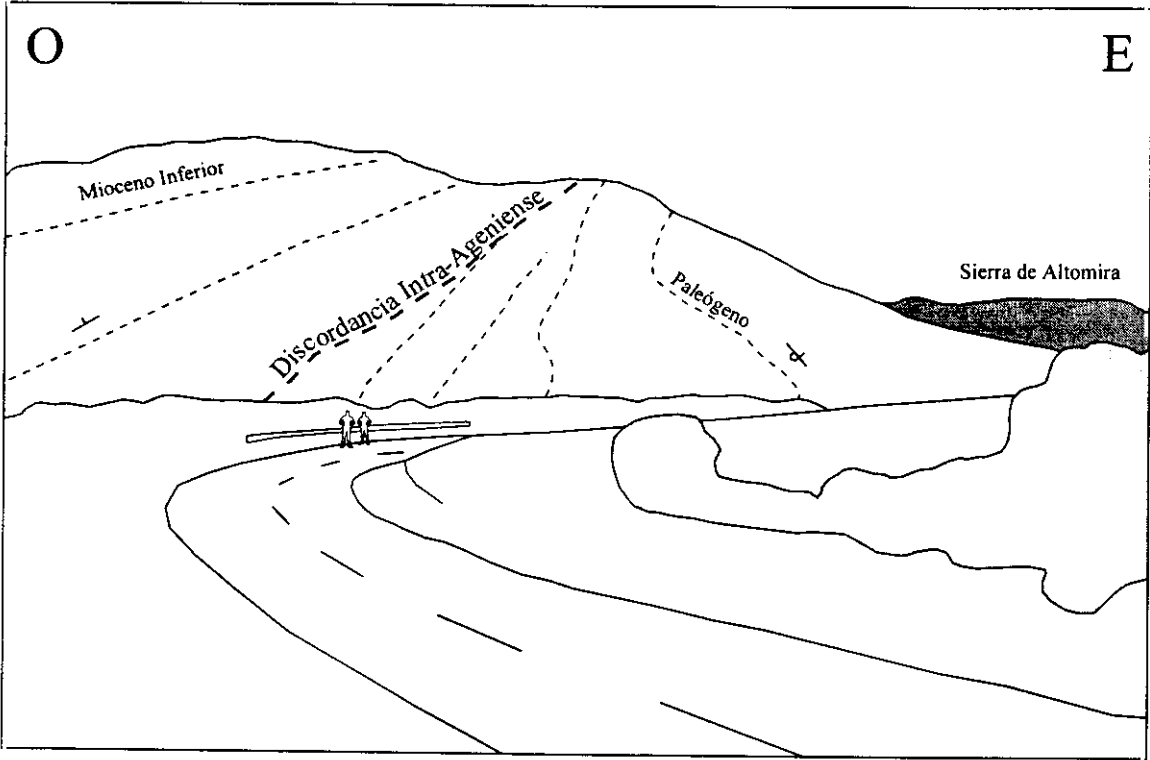


Foto 4.2.8: Discordancia progresiva en el frente del Sector Central de la Sierra de Altomira, en las proximidades de Barajas de Melo.

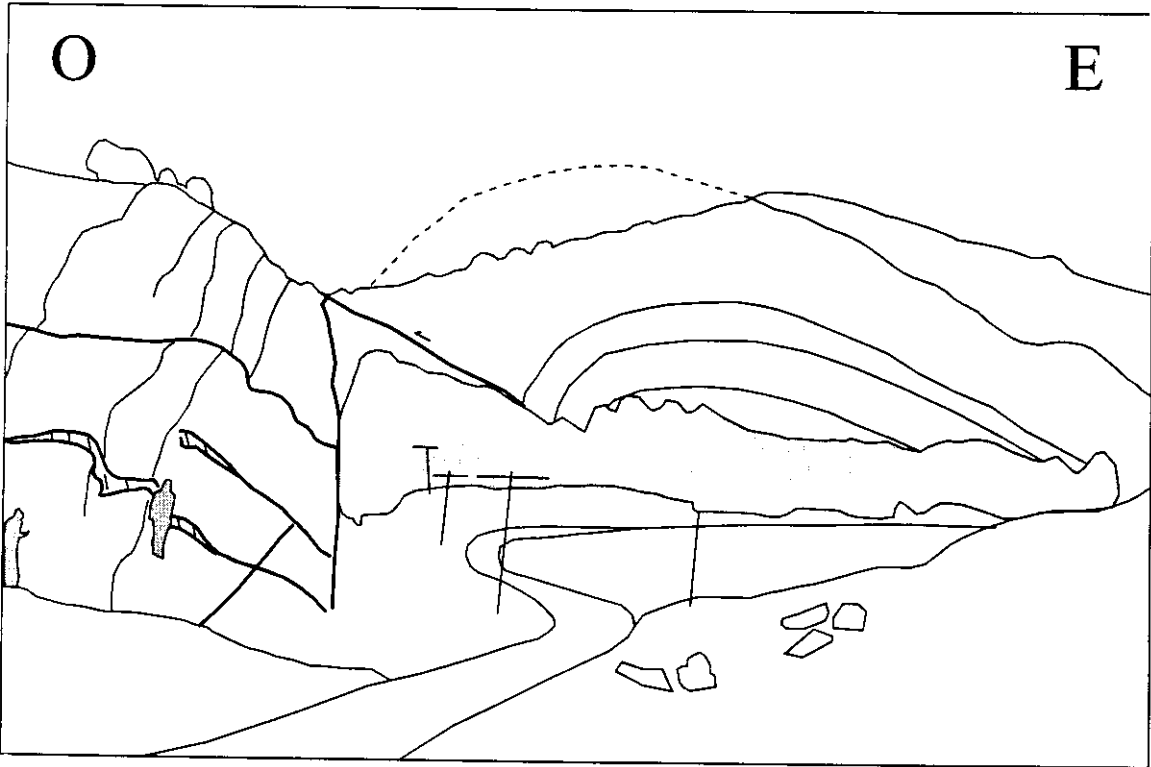


Foto 4.2.9: Cabalgamiento del Jurásico sobre el Cretácico superior, y anticlinal volcado asociado, en el anticlinorio central del corte del Estrecho de Paredes.



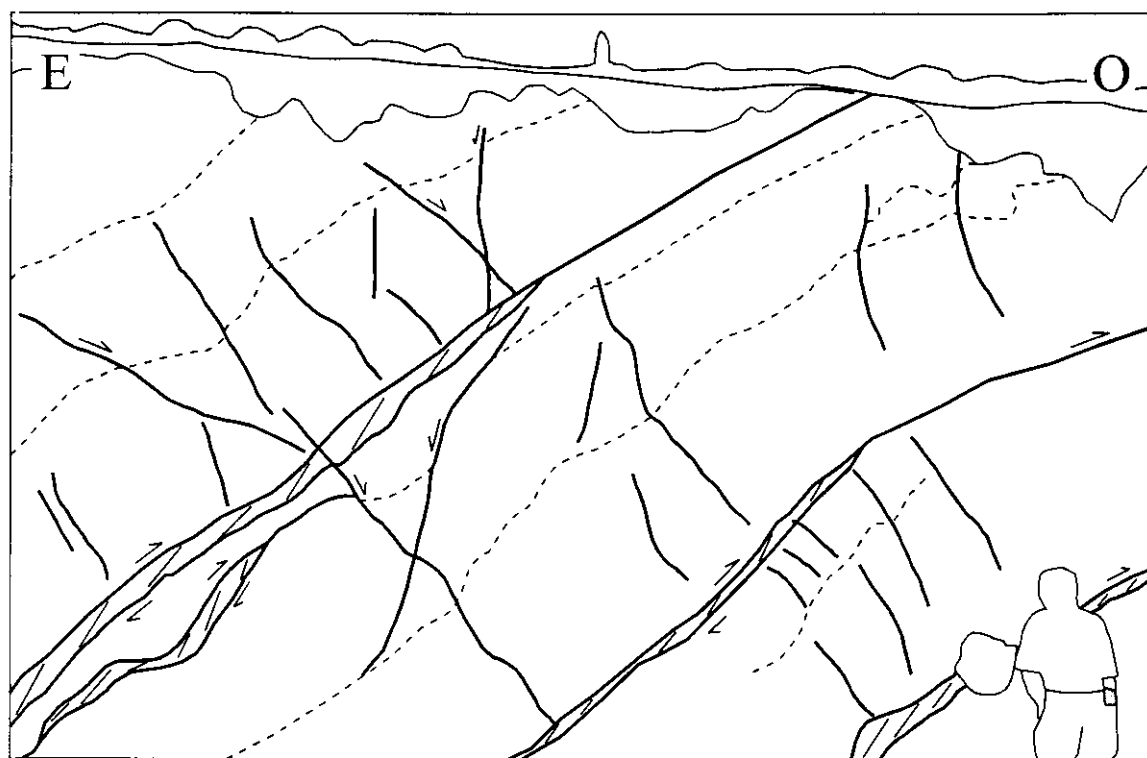


Foto 4.2.10: Fallas inversas, y zonas de cizalla asociadas, desarrolladas a favor de planos de estratificación en el flanco oriental del anticlinal de Torrubia del Campo (estación Torrubia).

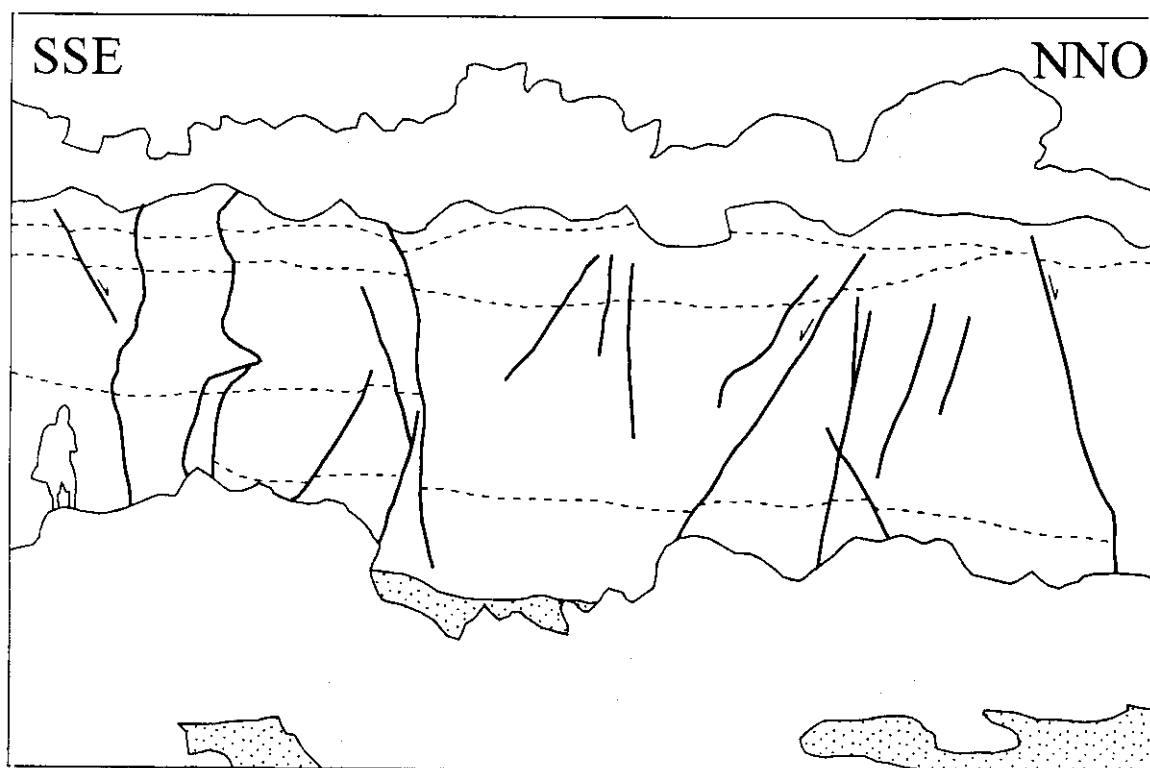
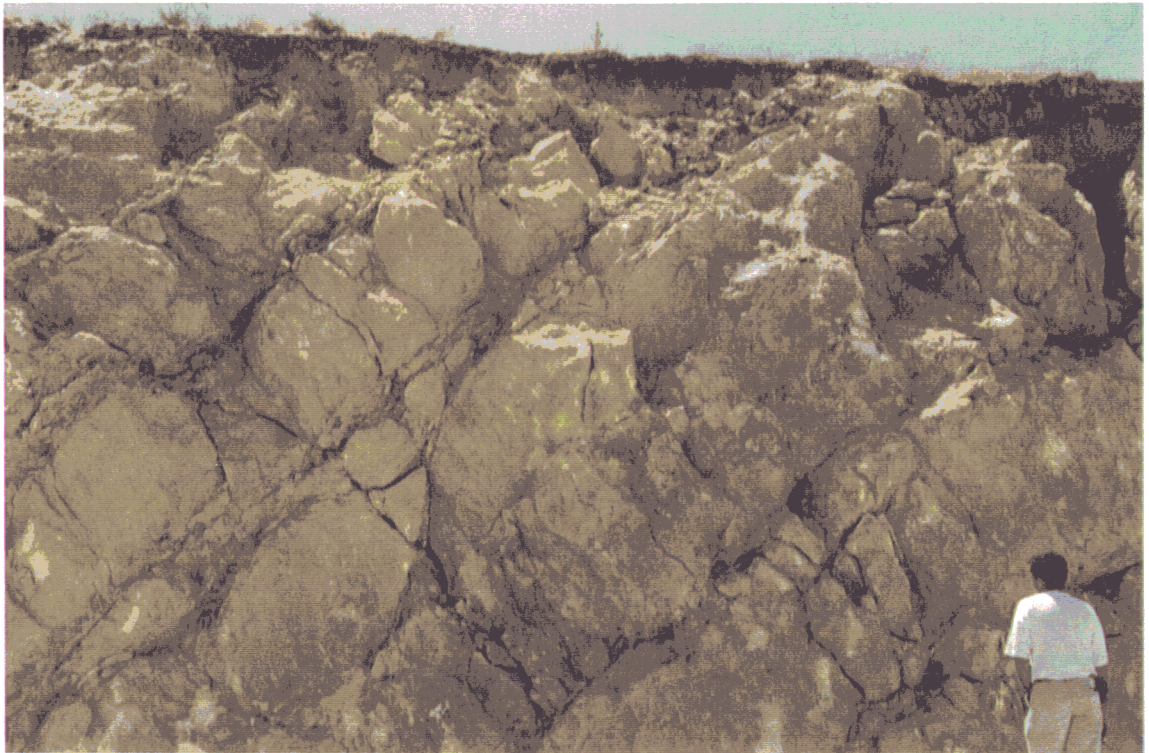


Foto 4.2.11: Sistemas de fallas direccionales NE-SO y NO-SE afectando a las arenas de la Fm. Utrillas, al O del pueblo de El Hito (Rama de Almenara, sector Meridional de la Sierra de Altomira).



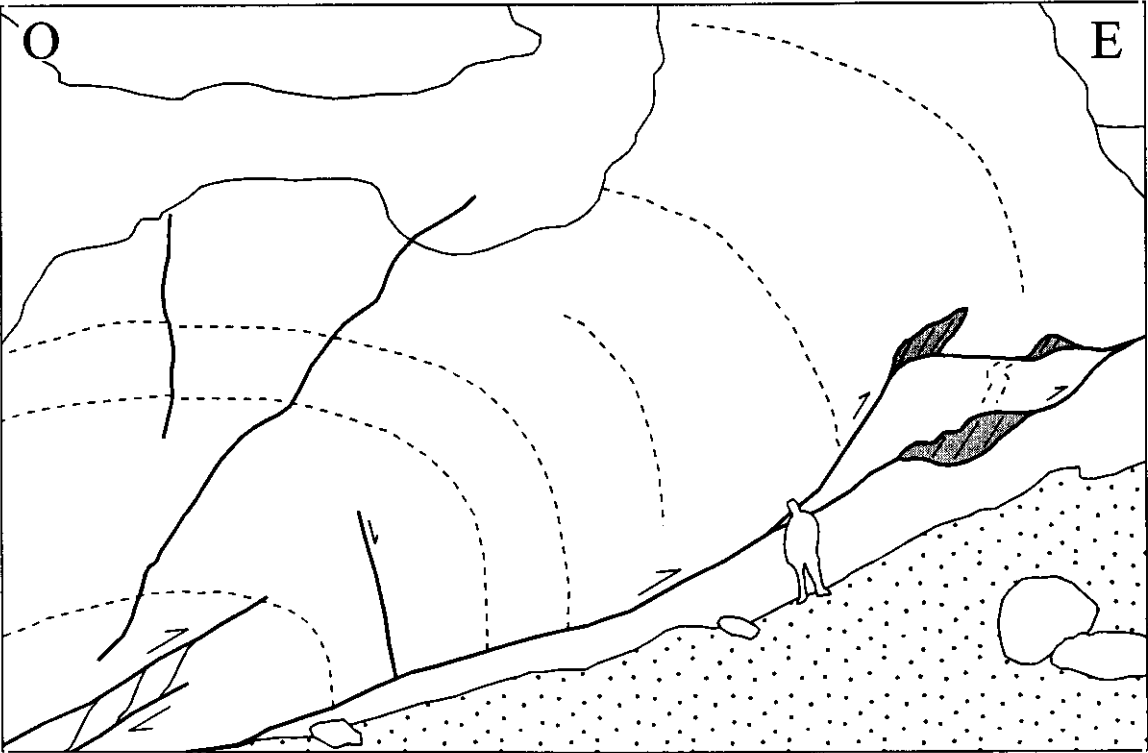


Foto 4.2.12: Retrocabalgamiento en la zona transpresiva del río Cigüela, en las proximidades de la ciudad Romana de Segóbriga.

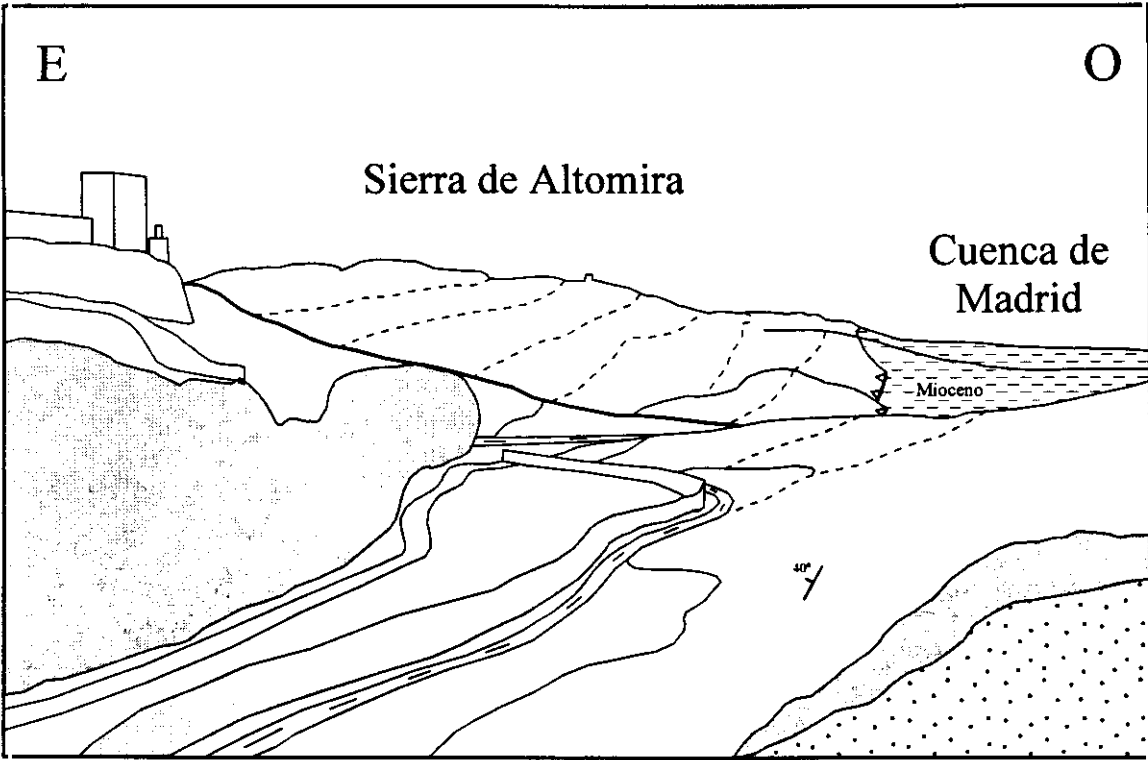


Foto 4.2.13: Aspecto de los cabalgamientos y pliegues asociados en el Sector Meridional de la Sierra de Altomira en las proximidades de Uclés. Nótese el alto nivel de erosión que presentan las estructuras compresivas en comparación al Sector Central (foto 4.2.5).



La zona de falla de Tarancón presenta una anchura considerable (del orden de los 7-8 Km), y a diferencia de la zona de falla de Albalate, se extiende desde la cuenca de Madrid (al O de Tarancón) hacia la Sierra de Bascuñana, atravesando prácticamente toda la cuenca de Loranca. En este sistema de fracturas se ha detectado una segunda etapa de actividad extensiva, tanto a nivel macro como mesoestructural, con movimientos de las fallas en la cobertera de tipo normal y normal-direccional que indican una extensión hacia el SE.

C) Tramo de Barajas de Melo

Este sector presenta tres anticlinorios formados por un conjunto de anticlinales, generalmente volcados y con vergencia hacia el O, que suelen estar afectados en su flanco occidental por cabalgamientos de continuidad kilométrica (fotos 4.2.7 y 4.2.9). La dirección general de los pliegues y cabalgamientos es N-S, y es aquí donde se encuentran las mayores alturas de la Sierra de Altomira (1.180 m en el pico de Altomira). Los límites de este tramo lo constituyen dos importantes zonas de transferencia con sentidos de movimiento contrarios (Albalate y Tarancón).

✧ **Estructuras longitudinales:** Este tramo está formado por tres anticlinorios de dirección N-S vergentes hacia el O, cada uno de los cuales constituye una escama de cabalgamiento principal, con pliegues y cabalgamientos menores asociados. En los núcleos de los dos anticlinorios más orientales afloran materiales jurásicos, mientras que en el cabalgamiento frontal sólo lo hace el Cretácico.

Entre estos tres anticlinorios se disponen dos sinclinales principales donde afloran materiales paleógenos plegados y cabalgados por los materiales mesozoicos, y un conjunto de sedimentos neógenos discordantes. Estos sedimentos están compuestos por brechas carbonáticas que indican aportes locales, que han sido interpretadas por Rodríguez Aranda (1995) como pertenecientes a la *Unidad Intermedia* del Mioceno. La traza de los pliegues forma estructuras sigmoidales debido a la actuación de las fallas oblicuas de *Garcinarro* (dextrosa) y de *Alcázar del Rey* (sinestrosa).

Cabe destacar el desarrollo de discordancias progresivas en el frente del cabalgamiento occidental de la Sierra de Altomira

(en las proximidades de Barajas de Melo), que afectan a materiales del Oligoceno superior y del Mioceno inferior (*Unidad Inferior* del Mioceno, foto 4.2.8). Además, existen retazos de materiales carbonatados del Mioceno superior fosilizando las estructuras compresivas que forman la Sierra de Altomira.

✧ **Estructuras Transversales:** Este sector de la Sierra de Altomira es el que presenta un menor número de fallas oblicuas o transversales a la estructura general N-S, y además, tanto su tamaño como su desplazamiento son poco importantes. Las más destacables son las fallas de *Garcinarro* y de *Barajas de Melo*, de dirección ENE-OSO y sentido de movimiento dextroso, y las fallas de *Illana*, y de *Alcázar del Rey*, de dirección N125E y sentido de movimiento sinestroso. Estas fallas no presentan un salto importante, y con la excepción de las fallas de *Garcinarro* y de *Alcázar del rey*, que controlan la extensión lateral y vergencia de estructuras kilométricas, el resto se pueden considerar como fallas de acomodación lateral menores de la deformación acumulada en los cabalgamientos. Estos sistemas, especialmente el de dirección ENE-OSO, presentan movimientos posteriores de tipo normal que indican una extensión hacia el SE, los cuales llegan a afectar a las terrazas cuaternarias del río Calvache (fig. 4.2.3).

4.2.3 - SECTOR MERIDIONAL DE LA SIERRA DE ALTOMIRA

Desde la zona de falla de Tarancón hacia el S, las estructuras longitudinales que conforman la Sierra de Altomira sufren un proceso de rotación antihoraria a la vez que comienzan a aparecer anticlinales aislados separados de la alineación principal de la Sierra de Altomira. Además, la estructura de estos anticlinales es menos apretada, y los datos geofísicos (cap. 5) demuestran que desde la zona de falla de Tarancón hacia el S, aparecen toda una serie de anticlinales en la mitad meridional de la cuenca de Loranca, la mayor parte de los cuales se encuentran cubiertos por los sedimentos terciarios.

Dentro de este sector aparecen diversas fallas transversales y oblicuas (*accidentes del Cigüela, de Hontanaya y de Villaescusa*; Sánchez Soria, 1973), que favorecen la mencionada rotación escalonada de los pliegues y fallas situadas entre las mismas.

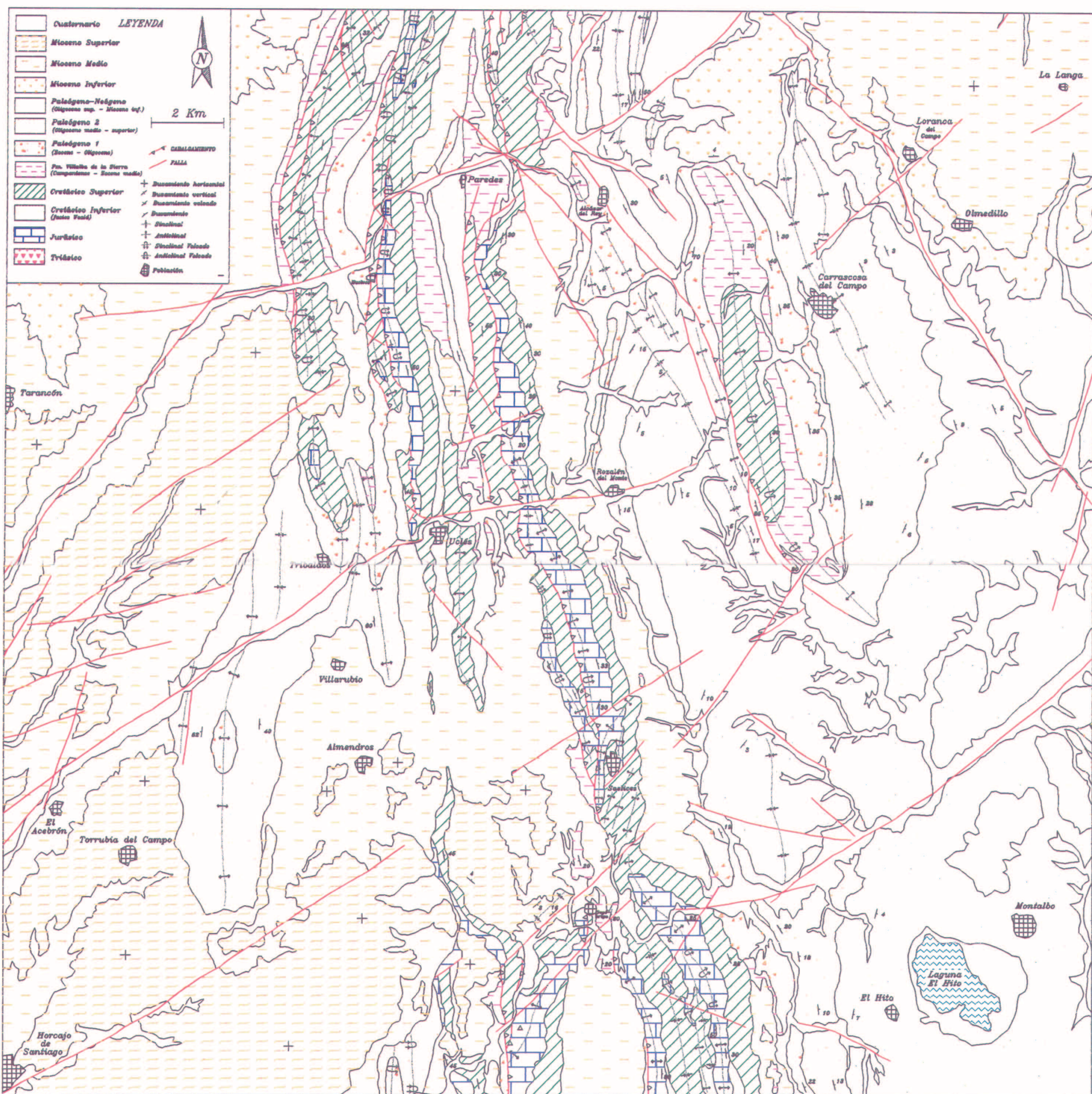


Figura 4.2.4: Cartografía geológica del Sector Meridional de la Sierra de Altomira.

Por otra parte, al S de la *zona de falla de Tarancón* las estructuras longitudinales del Sector Central de la Sierra de Altomira se separan en dos ramas principales: una occidental (*Rama de Almenara*) y otra oriental (*Rama de Villarejo de Fuentes*). Este hecho queda especialmente patente desde la *zona de falla del Cigüela* hacia el S (figs. 4.2.1 y 4.2.4).

De este modo, es en el Sector Meridional donde las estructuras longitudinales pasan de tener una dirección N-S a NO-SE, presentando unas características intermedias entre las de la Sierra de Altomira y de la Cordillera Ibérica. Hacia el S, la Sierra de Altomira enlaza con la Llanura Manchega, zona topográficamente deprimida rellena por materiales pliocenos y cuaternarios. Algunos autores establecen que el límite con la Llanura Manchega coincide con una zona de fractura en el basamento de dirección E-O (*accidente de San Clemente*, Sánchez Soria, 1973; o *accidente del río Záncara*, Alfaro *et al.*, 1991).

El contacto entre la Sierra de Altomira y el extremo SO de la Cordillera Ibérica se produce a través del *sector meridional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica* (descrito más adelante) donde abundan, tanto estructuras compresivas (pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE), como transversales y oblicuas.

✧ **Estructuras Longitudinales:** La descripción de las estructuras longitudinales se va a realizar para las dos ramas diferenciadas, debido a que presentan características ligeramente diferentes:

A) *Rama de Almenara:* Las estructuras principales vuelven a ser los pliegues y cabalgamientos asociados de dirección N-S. En general, se observan una serie de pliegues situados al O, y un anticlinorio con un cabalgamiento basal en su flanco occidental situado al E de la Rama de Almenara. Los pliegues más occidentales aparecen menos apretados y son más simétricos, y a menudo sólo afloran materiales paleógenos (*anticlinal de Torrubia del Campo*), que se encuentran fosilizados por materiales miocenos y pliocenos. No obstante, un análisis macro y mesoestructural más detallado de los mismos, revela una dirección de emplazamiento y una vergencia de la estructuras hacia el O (foto 4.2.10). Estos pliegues se han interpretado como cabalgamientos ciegos (*blind-thrusts*), debido a que los perfiles sísmicos revelan la presencia de cabalgamientos por debajo de los

misimos. Por lo que se refiere al anticlinorio situado en el E, el cabalgamiento asociado tiene un salto vertical mayor que el occidental, lo que hace aflorar materiales Jurásicos en los núcleos de los pliegues. El bloque de techo de los cabalgamientos se dispone tanto sobre materiales cretácicos, como paleógenos, y al igual que en el sector central, los niveles yesíferos del tránsito Cretácico-Paleógeno son aprovechados como nivel de despegue local.

B) *Rama de Villarejo de Fuentes:* Presenta una dirección general NNO-SSE, y está formado por un cabalgamiento basal situado en el extremo occidental, y una serie de pliegues y fallas menores asociados situados hacia el este. El anticlinorio consiste en una serie de cabalgamientos imbricados, aunque en los más orientales no llega a aflorar la superficie del cabalgamiento, y sólo lo hacen los pliegues desarrollados en el bloque de techo. La vergencia de la estructura es hacia el SO, y la traza de los pliegues y de los cabalgamientos presenta muchas geometrías sigmoidales y numerosos relevos laterales entre los mismos. Este hecho revela una componente direccional relativamente importante, lo que explica el ángulo de unos 15° entre la dirección de las estructuras frontales y la dirección general de la *Rama de Villarejo de Fuentes*.

✧ **Estructuras Oblicuas:** En todo el sector meridional de la Sierra de Altomira y en las dos ramas en las que ésta se divide, aparecen dos direcciones principales de estructuras oblicuas y transversales:

1) La más importante la constituye un conjunto de fallas y zonas de transferencia orientadas paralelamente a la *zona de falla de Tarancón* (NE-SO), que tienen su mejor exponente en la *zona de transferencia del Cigüela*. Estas zonas de falla atraviesan la Sierra de Altomira desde la cuenca de Madrid hasta la cuenca de Loranca, por lo que afectan a las dos ramas descritas anteriormente (foto 4.2.11). Al igual que la *zona de falla de Tarancón*, presentan dos etapas de actividad principales: una con movimiento en dirección dextroso, y otra etapa de movimiento normal que indica una extensión hacia el SE.

Los datos geofísicos indican que estas estructuras en la cobertera se desarrollan por encima de accidentes en el basamento de las cuencas (cap. 5), siendo la más importante la *zona de transferencia del Cigüela* (fig. 4.2.4).

Esta zona de falla presenta una estructura compleja, con tres fallas direccionales principales NE-SO, que de N a S son: *fallas de Horcajo, de Segóbriga, y del Río Cigüela*. Estos sistemas constituyen una zona transpresiva donde dominan los pliegues oblicuos, así como la presencia de retrocabalgamientos, como el que se aflora en las proximidades de la ciudad romana de Segóbriga (foto 4.2.12).

2) El otro sistema de fallas tiene una dirección principal ESE-ONO, y tanto la magnitud como la importancia relativa de las fallas es menor que las del sistema anterior. Estas fallas presentan una única etapa de movimiento inverso-direccional sinestroso, y no parecen asociadas a estructuras en el basamento, por lo que deben ser interpretadas como fallas de acomodación del sistema anterior y/o asociadas al proceso de rotación de las estructuras longitudinales descritas anteriormente.

4.3 - LA SIERRA DE BASCUÑANA

Con este nombre se agrupa a una alineación montañosa de dirección NNO-SSE, situada al E de la cuenca de Loranca, que se encuentra formada por una serie de pliegues y cabalgamientos que afectan a materiales cretácicos y jurásicos. Estas estructuras limitan en su flanco oriental con otra pequeña cuenca terciaria (*cuenca de Mariana*) situada entre ésta y la Cordillera Ibérica. En la Sierra de Bascuñana es posible distinguir tres sectores bien diferenciados de S a N (*Bascuñana, Torralba y Priego*), los cuales presentan diferentes características estructurales y morfológicas (fig. 4.3.1). Los dos primeros aparecen unidos formando una suave geometría sigmoidal, mientras que el tramo de Priego se encuentra separado de los anteriores debido a la presencia de una zona de deformación oblicua, donde afloran sedimentos paleógenos (*zona de transferencia del río Trabaque*).

zona transpresiva, en la que afloran los materiales Jurásicos en el núcleo de la estructura, alcanzándose los 1.380 m de cota en el pico de Losares.

♦ *Zona de falla de Villalba de la Sierra.* Tiene una dirección general NNE-SSO, y se han observado dos movimientos principales diferentes: por una parte presenta un movimiento dextroso, limitando los afloramientos mesozoicos de la Cordillera Ibérica con los materiales paleógenos del borde de la cuenca de Mariana, así como con la Sierra de Bascuñana. Este movimiento debe de ser de tipo transtensivo, a diferencia del observado en la falla de Sotos, ya que no afloran los materiales Jurásicos, y la estructura presenta una menor elevación general al llegar a la zona de falla. Este sistema de fallas presenta un movimiento posterior de tipo normal, con el desarrollo de fracturas menores asociadas, que son aprovechadas por el río Júcar para dirigirse hacia el S.

4.3.1 - TRAMO DE BASCUÑANA

Presenta una dirección NNO-SSE, y consta de un par de pliegues desarrollados en materiales mesozoicos vergentes hacia el NE, y otro par de pliegues de vergencia hacia el SO en los que sólo afloran materiales paleógenos. En conjunto, la geometría que se obtiene para este sector es la de un *pop-up* desarrollado en la cobertera, que se encuentra limitado por dos zonas de falla oblicuas: Sotos al N, y Villalba de la Sierra al S. Además de los dos sistemas de fallas descritos, también se desarrollan grandes fallas longitudinales de carácter normal a lo largo del flanco volcado del anticlinal oriental.

♦ *Zona de falla de Sotos:* presenta una dirección NO-SE, y un desplazamiento claramente sinestroso de los pliegues, además de separar dos zonas con vergencias diferentes. Se trata de una

4.3.2 - TRAMO DE TORRALBA

Tiene también una dirección NNO-SSE, y está formado por un anticlinal volcado desarrollado en el bloque de techo de un cabalgamiento que aflora en su parte occidental. El flanco situado al O buza más de 50°, llegando a aparecer invertido, mientras que el flanco trasero, situado al E, tiene un buzamiento próximo a los 20°. En el anticlinal de techo afloran materiales del Cretácico superior, y presenta una traza sigmoidal suave en forma de "Z". En los perfiles sísmicos se observa la presencia de un cabalgamiento por debajo del pliegue, y como el buzamiento del flanco trasero de la estructura se continúa en profundidad hacia el E. El sondeo de Torralba-1 perfora la serie sedimentaria completa en la zona de antepaís relativo del cabalgamiento, situándose el basamento a 2500 m por debajo del nivel del mar.

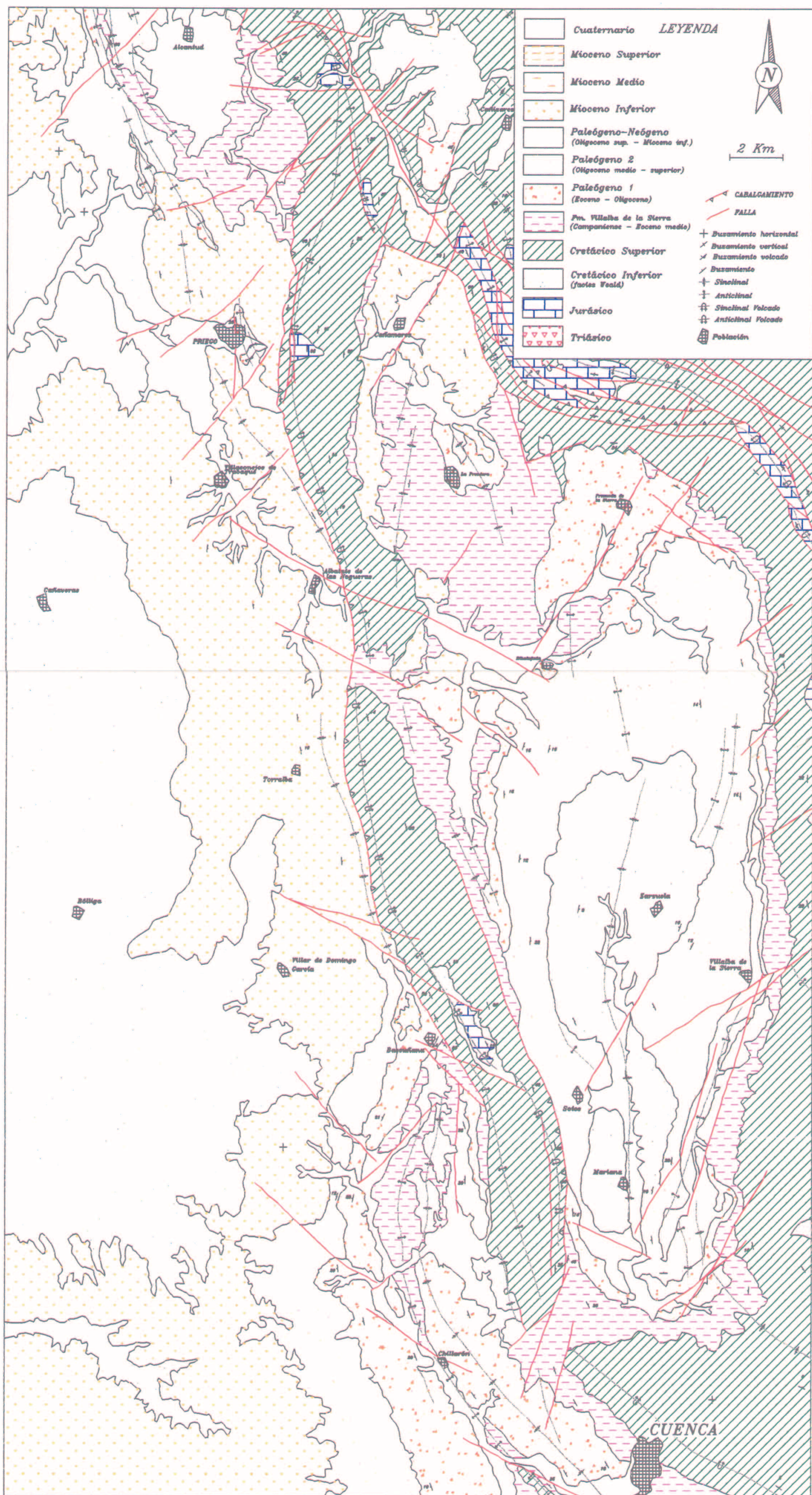


Figura 4.3.1: Cartografía geológica de la Sierra de Bascuñana y del extremo SO de la Serranía de Cuenca.

Al N de este anticlinal se desarrolla una zona de deformación transtensiva oblicua, de dirección NO-SE (*zona de transferencia del Río Trabaque*), en la que afloran materiales yesíferos del tránsito Cretácico-Paleógeno. En esta zona se desarrollan algunos pliegues menores sigmoidales que indican un sentido de movimiento sinestroso. Debido a su carácter transtensivo y al afloramiento de los yesos de la *Fm. Villalba de la Sierra* esta zona de transferencia tiene una morfología más deprimida, por lo que es aprovechada por el río Trabaque para cruzar la alineación montañosa de la Sierra de Bascuñana.

4.3.3 - TRAMO DE PRIEGO

Al N de la *zona de transferencia del río Trabaque* aparece otra alineación montañosa formada por materiales mesozoicos de dirección N-S. La estructura de esta alineación no es sino la de un gran anticlinal volcado vergente al O, que presenta un cabalgamiento en su flanco occidental. El anticlinal tiene una geometría en rodilla, con el flanco trasero buzando en torno a los 25°, y el delantero subvertical o ligeramente volcado (foto 4.3.1). El valle del río Escabas permite aflorar a los materiales del Triásico superior en el núcleo de la estructura, en el *Estrecho de Priego*, siendo éste el único afloramiento de Triásico en la Sierra de Bascuñana.

Los datos geofísicos permiten controlar la geometría en profundidad de este pliegue, que se puede interpretar como un pliegue de propagación de falla cuyo flanco trasero es paralelo a la rampa del cabalgamiento, que llega a aflorar en su flanco occidental. El flanco delantero se encuentra algo adelgazado mediante fallas normales de alto buzamiento paralelas a la estructura, que lo laminan parcialmente (foto 4.3.2). Por delante del anticlinal de Priego aparecen otros pliegues subparalelos, pero con menor salto, en los que sólo afloran materiales paleógenos.

Hacia el N, este tramo septentrional de la Sierra de Bascuñana se une a la Cordillera Ibérica a través de una zona compleja donde se superponen las estructuras N-S de la Sierra de Bascuñana con las NE-SO del borde de la Cordillera Ibérica. El anticlinal de Priego cambia de vergencia hacia el N, complicándose mucho la estructura debido a la presencia de fallas oblicuas y transversales.

✧ Fallas oblicuas y transversales: Tanto el anticlinal de Priego como los pliegues más occidentales subparalelos, se encuentran afectados por fallas de dirección NO-SE con saltos moderados. Estas fallas presentan dos tipos de movimientos diferentes:

-Por una parte han debido actuar como desgarres dextrosos, acomodando lateralmente la deformación del cabalgamiento de Priego en los materiales paleógenos, tal y como se desprende de las trazas sigmoidales de los pliegues situados en las proximidades de Priego.

- Por otra parte se ha observado un rejuego tardío de estas estructuras de tipo normal, que llega a afectar a materiales de edad cuaternaria (niveles de terrazas tobáceas de Priego), indicando una extensión hacia el ESE.

También aparece un sistema de fallas menos frecuente de dirección ENE-OSO con un sentido de movimiento sinestroso.

Hacia el N, el anticlinal de Priego y la Cordillera Ibérica se unen a favor de la *falla del Hornillo* (figs. 4.1.1 y 4.3.1), complejo sistema anastomosado de fallas con movimiento en dirección orientado según NE-SO, y que constituye el límite septentrional entre la Sierra de Bascuñana y la Cordillera Ibérica.

4.4 - EL BORDE SO DE LA CORDILLERA IBÉRICA

Las características generales y los principales rasgos estructurales de la Cordillera Ibérica se encuentran descritas en el capítulo 2. Aunque no es el objetivo de esta tesis realizar un estudio estructural detallado de las estructuras que afloran en la Cordillera Ibérica, resulta imprescindible tener en cuenta los rasgos estructurales principales del borde de la misma

(incluyendo geometría y cinemática) para poder comprender la evolución geológica del borde oriental de la cuenca del Tajo. Muchas de éstas características ya han sido puestas de manifiesto por autores anteriores, existiendo numerosos trabajos sobre esta zona de la Cordillera Ibérica que han simplificado la síntesis que se desarrolla a continuación.

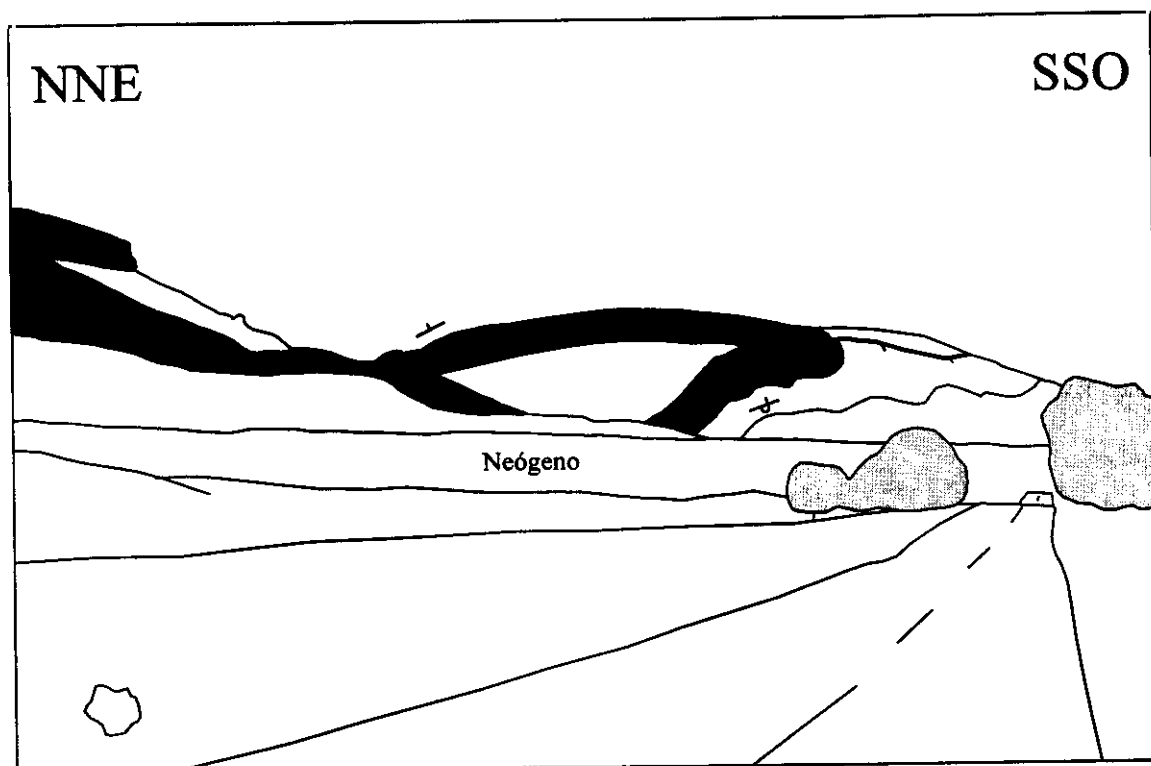


Foto 4.3.1: Aspecto general del cabalgamiento de Priego desde los materiales neógenos de la cuenca de Loranca.



Foto 4.3.2: Geometría en rodilla del anticlinal de Priego desde la ermita de san Miguel.



✧ Un *nivel de despegue* general, constituido por las arcillas, margas y evaporitas del *Keuper*, que permite que los niveles superiores (cobertera) se encuentren despegados de los inferiores, y se deformen de un modo independiente del basamento y del zócalo.

[illegible]

124

♦ Una *cobertera* formada por el resto de materiales mesozoicos y cenozoicos, constituida fundamentalmente por un conjunto calcolomástico de unos 1000 metros de espesor. Este conjunto es el que ocupa mayoritariamente la parte de la Cordillera Ibérica que aflora en la zona de estudio, y se encuentra afectado por numerosas estructuras dúctiles y frágiles. Dentro de la cobertera también aparecen niveles de despegue locales, que originan disarmonías entre los pliegues, o la presencia de rellanos de cabalgamientos locales. Entre estos niveles, destacan las margas Toarcienses, las facies *Weald* y la *Fm. Arenas de Utrillas*, así como los niveles arcillosos y yesíferos del tránsito Cretácico superior - Paleógeno (*Fm. Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra*).

Dentro de este esquema general, válido para la mayor parte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, dentro de la zona estudiada se pueden distinguir dos dominios estructurales con características diferentes: El *dominio de la Serranía de Cuenca* en el S, y el *dominio del Alto Tajo* en el N, limitados entre sí por el *anticlinal de la Hoya de las Cortezas*, de dirección E-O (fig. 4.4.1).

4.4.1 - EL DOMINIO DE LA SERRANÍA DE CUENCA

Se encuentra situado en el tercio meridional del borde SO de la Cordillera Ibérica incluido en la zona de estudio. El estilo tectónico de este dominio se encuentra definido por la presencia de pliegues de gran radio de curvatura, con buzamientos de los flancos generalmente inferiores a los 30°, y una orientación de sus trazas axiales N120E, algo oblicua a la dirección general N140E de la cadena (fig. 4.4.1).

En las partes más orientales de esta zona predominan los materiales Jurásicos, con pliegues de dirección NNO-SSE, que presentan flancos rectos o bien suaves vergencias hacia el SO. La amplitud de los mismos es hectométrica, y su longitud kilométrica. En esta zona es posible encontrar disarmonías entre los niveles Toarcienses del *Dogger* y los materiales del Cretácico superior, que ya fueron descritas por Viallard (1973).

Por lo que respecta a la estructura del borde occidental de la Cordillera Ibérica, sólo afloran los materiales carbonatados del Cretácico superior, con pliegues de dirección N120E, y un grado de curvatura algo mayor que el de los pliegues más

orientales. Esta mayor longitud de onda de los pliegues parece estar relacionada con el mayor espesor que presentan las capas de las series estratificadas (decimétrico en el Jurásico y métrico o masivo en el Cretácico superior), así como a la presencia de los niveles incompetentes intercalados en la serie (*Fm. Margas de Turmiel*, las facies *Weald*, y la *Fm. Utrillas*).

En este dominio la estructura es relativamente sencilla, con pliegues de gran desarrollo longitudinal y gran amplitud, con buzamientos muy bajos (del orden de 10°) a excepción del anticlinal de Cuenca, situado en el extremo SO de la Cordillera Ibérica. Este pliegue presenta un flanco sur-occidental con alto buzamiento (> 60° generalmente) que llega a estar invertido, lo que le confiere una marcada vergencia hacia el SO. Las características geométricas de este pliegue sugieren la presencia de un cabalgamiento asociado en su flanco occidental, que debe disponerse horizontal o bien amortiguarse en los niveles plásticos del *Keuper*, ya que la cobertera mesozoica del bloque de techo, cambia rápidamente hasta una posición subhorizontal hacia el NE.

Por lo que se refiere a la fracturación, ésta es escasa, destacando una única zona con mayor densidad en torno al contacto entre la Serranía de Cuenca y la cuenca de Mariana. En éste área domina un sistema de fracturas de dirección NNE-SSO (*zona de falla de Villalba de la Sierra*), que presenta un movimiento de tipo direccional dextroso, con una componente transtensiva que dispone un bloque más hundido hacia el N (*cuenca de Mariana*). Este sistema de fracturas constituye una zona de transferencia de los pliegues y cabalgamientos frontales del borde SO de la Serranía de Cuenca, limitándolo de la cuenca de Mariana y de la Sierra de Bascuñana. Este sistema presenta evidencias de rejuegos tardíos de tipo normal, que indican una extensión hacia el SE.

4.4.2 - EL DOMINIO DEL ALTO TAJO

Este dominio comprende la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, y está situado al N del *anticlinal de la Hoya de las Cortezas*. Se extiende entre el borde SO de la Cordillera Ibérica y el curso alto del río Tajo, situado al NE de la zona de estudio (figs. 4.4.1 y 4.4.2).

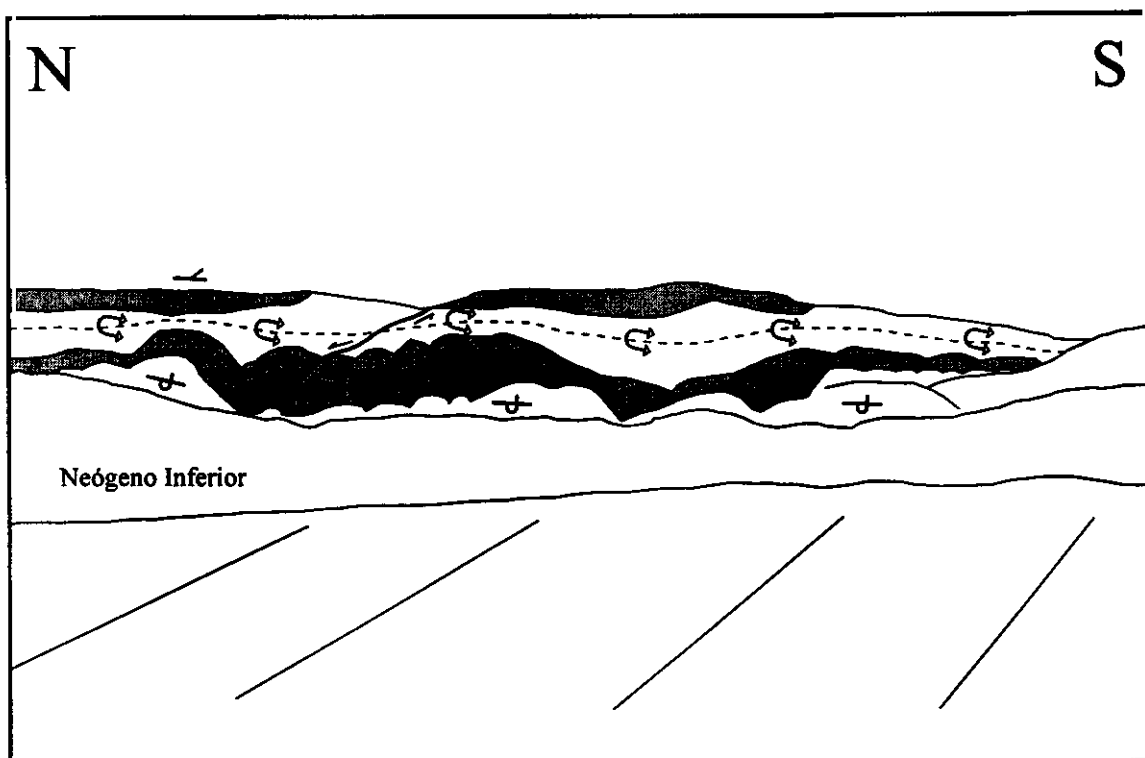


Foto 4.4.1: Aspecto de los pliegues volcados NO-SE asociados al sistema de fallas del Río Escabas, en el contacto entre la Cordillera Ibérica y la cuenca de Mariana, al N del pueblo de La Frontera.

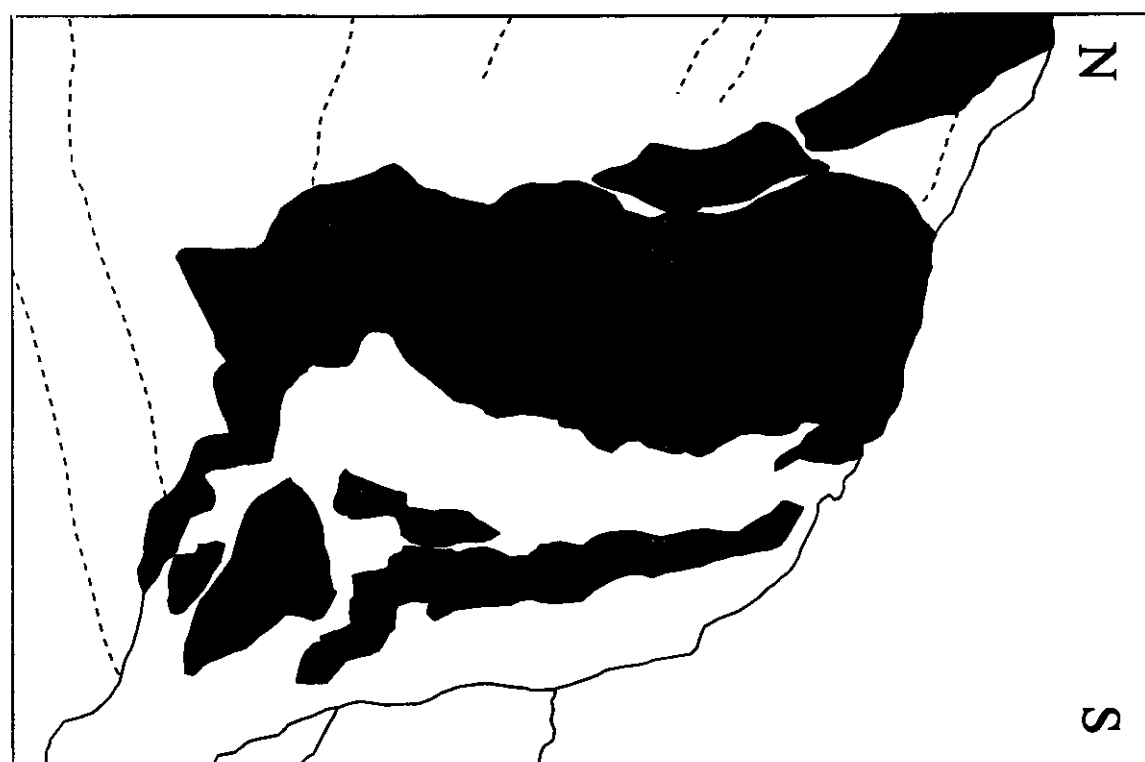


Foto 4.4.2: Sistemas de fallas normal-direccionales y sentido de movimiento dextroso afectando a calizas del Mioceno superior en las proximidades de Peralveche.



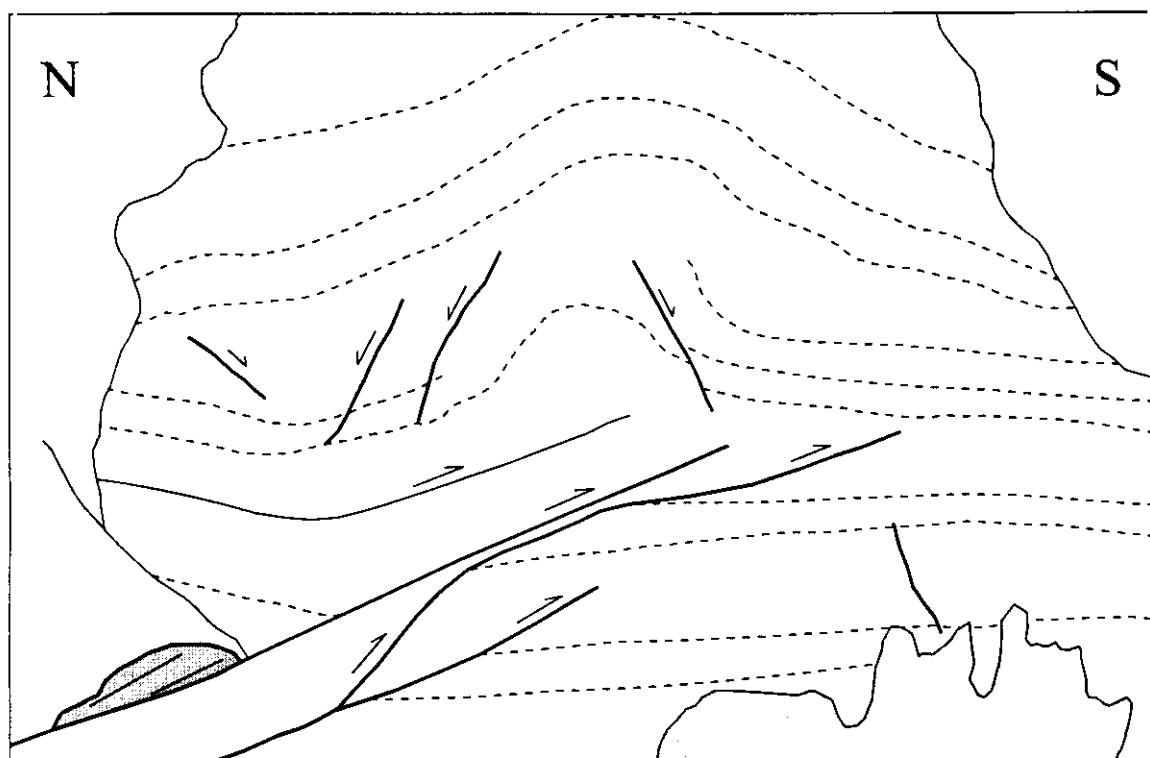


Foto 4.4.3: Núcleo del sistema de cabalgamientos de Huertapelayo, con fallas inversas y pliegues de propagación desarrollados en su bloque superior vergentes al S, que afectan a dolomías jurásicas.

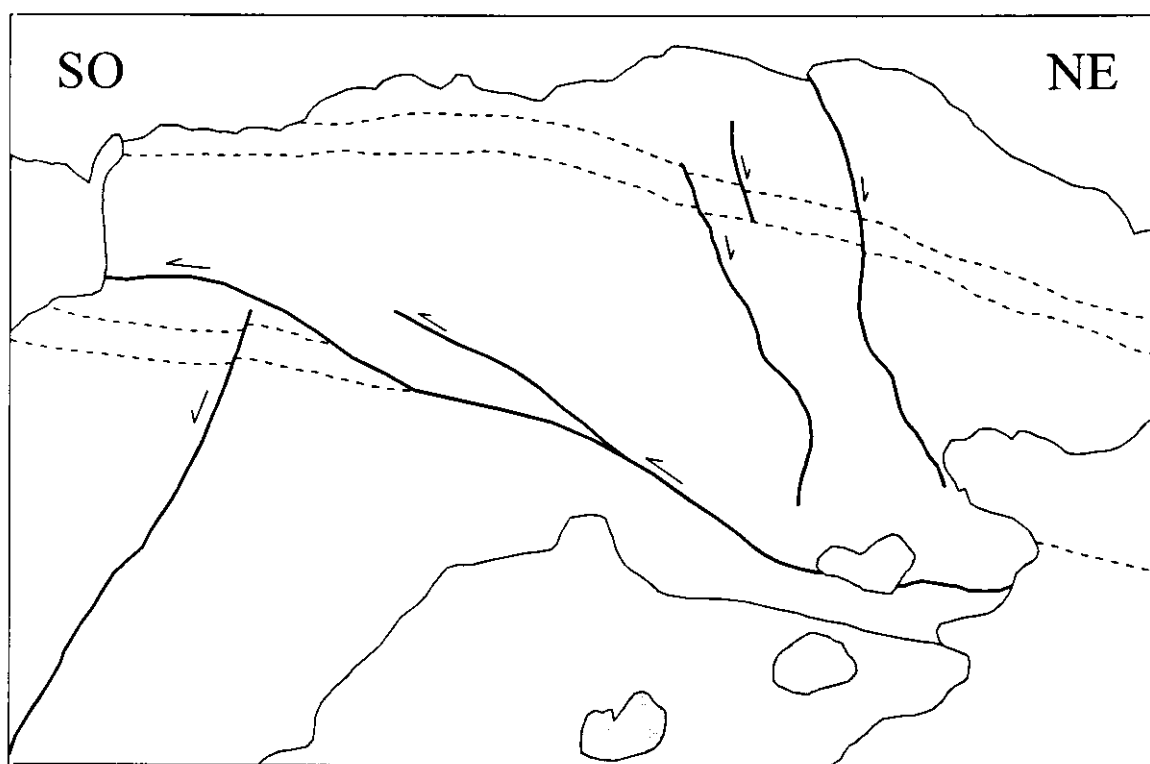


Foto 4.4.4: Sistema de fallas inversas NO-SE que afectan al Cretácico superior (Fm. Ciudad Encantada), situadas en el borde SO de la Cordillera (proximidades de El Recuenco).



Las características estructurales de este dominio son diferentes a las de la Serranía de Cuenca, destacando el mayor grado de fracturación y una estructura geológica más compleja, con diversos sistemas de fracturación y plegamiento. Además del mayor número de estructuras, existen evidencias cartográficas de diferentes episodios de actividad que se reflejan, por ejemplo, en el desarrollo de figuras de interferencia entre los sistemas principales de pliegues.

Dentro de esta zona se han distinguido dos direcciones principales de plegamiento (NO-SE y ENE-OSO) que están relacionadas con los sistemas de fallas principales: fallas en dirección NO-SE, NNO-SSE y NE-SO, y cabalgamientos de dirección ENE-OSO y NO-SE.

A) Sistema de desgarres de dirección NO-SE

Constituyen el sistema de fracturación más abundante, con una extensión longitudinal kilométrica, y una geometría de las trazas de las fallas de tipo anastomosado. El sentido de movimiento de estos sistemas de fallas direccionales es dextroso, y destacan dos zonas de falla principales: la de *Armallones* al E y la del *Río Escabas* al O. Ambos sistemas presentan una orientación y sentido de movimiento similar, aunque la de *Armallones* tiene un mayor reflejo macroestructural (Capote, 1983; Rodríguez Pascua *et al.*, 1994). Debido al carácter transpresivo de la deformación, se desarrollan todo un conjunto de estructuras asociadas, destacando la presencia de *pliegues forzados paralelos* (Harding *et al.*, 1985) y estructuras en flor positivas. Estos sistemas de pliegues transcurren paralelamente a la traza del sistema de fallas, y a menudo presentan geometrías en cofre, con doble vergencia de los mismos.

Entre los sistemas de fallas de *Armallones* y del *río Escabas*, aparece otro sistema secundario de fallas en dirección algo oblicuo (ONO-ESE): el *sistema de fallas de Carrascosa*, el cual presenta un carácter transtensivo, con una deformación moderada que se refleja en las muelas formadas por materiales del Cretácico superior en las proximidades de Villanueva de Alcorón. Estas fallas son aprovechadas por los sistemas kársticos desarrollados en el área, siendo frecuentes las alineaciones de las dolinas y sumideros a favor de las mismas.

Más al S, se sitúa otra zona de desgarre transpresivo (*falla de Matavacas*), que también presenta un carácter anastomosado, con pliegues forzados paralelos asociados de vergencias contrarias. Esta falla se extiende desde el sistema de pliegues y cabalgamientos E-O del río Escabas hacia el S, constituyendo el límite entre la Cordillera Ibérica y la cuenca de Mariana. La falla presenta un sentido de movimiento dextroso, tal y como se deduce de las geometrías sigmoidales en los sistemas de pliegues transversales a la misma.

B) Sistema de desgarres de dirección NNO-SSE

Este sistema lo constituye la *falla del Hornillo*, que sirve de enlace entre la zona transtensiva de Villanueva de Alcorón y los pliegues y cabalgamientos del río Escabas. También presenta una geometría de tipo anastomosado y lleva asociado el desarrollo de pliegues forzados paralelos a la dirección de la falla, si bien el sentido de movimiento que se deduce es sinestroso. Este sistema presenta una continuidad hacia el S de la zona de falla del río Escabas, hasta alcanzar el borde N de la cuenca de Mariana (fig. 4.4.2).

C) Sistema de pliegues y cabalgamientos de dirección ENE-OSO

Se desarrollan sobre todo este dominio estructural, situándose generalmente entre los sistemas de desgarres NO-SE y NNO-SSE. Los pliegues presentan un vergencia general hacia el S, y suelen presentar geometrías en rodilla con un flanco corto de alto buzamiento, que a veces llega a estar volcado, y en que suelen desarrollarse fallas inversas o cabalgamientos (foto 4.4.3).

Entre estos sistemas de pliegues y cabalgamientos se sitúan unos sinclinatorios suaves, algunos de los cuales se encuentran rellenos por materiales terciarios, formando toda una serie de cuencas con extensiones de pocos kilómetros cuadrados: las cuencas de *Zaorejas*, *Cuernavacas* y *los Villares* (figs. 4.4.1 y 4.4.2). El carácter de los sedimentos terciarios es claramente sintectónico, pudiéndose observar discordancias progresivas en los límites con las zonas de pliegues y cabalgamientos. Por lo que se refiere a la edad de los mismos, no existen datos fiables, estableciéndose las mismas mediante una correlación con las principales unidades descritas en las cuencas terciarias de Madrid y de Loranca.

A continuación se describen los principales sistemas de pliegues y cabalgamientos de dirección ENE-OSO presentes en el dominio del Alto Tajo, desde el N hacia el S (figs. 4.4.1 y 4.4.2):

✧ El sistema de cabalgamientos de Huertapelayo, situado en el límite septentrional de la cuenca de Zaorejas, y limitado lateralmente por la falla de Armallones al O y por la falla del Alto Tajo al O (foto 4.4.3). Este sistema de pliegues y cabalgamientos presenta una fuerte vergencia hacia el S, y asociados al mismo se pueden observar discordancias progresivas en los materiales terciarios de la cuenca de Zaorejas (Rodríguez Pascua *et al.*, 1994).

✧ El anticlinal de Huetos constituye la continuación del sistema anterior hacia el O, y se extiende desde el límite de la cuenca de Madrid hasta la falla de Armallones. Presenta una vergencia hacia el S menos acusada que el sistema de Huertapelayo, debido a su menor salto vertical, por lo que el nivel de erosión de esta estructura es menor. Los datos gravimétricos (cap. 5) muestran una falla inversa de alto buzamiento en el basamento situado por debajo de la cobertera con el bloque elevado en el N. Estos datos están de acuerdo con la estructura en superficie, por lo que este sistema de cabalgamientos (y probablemente su continuación más hacia el E), se encuentren enraizados con una falla en el basamento. Al S de los sistemas de Huetos y de Huertapelayo, se desarrollan un par de pliegues de dirección E-O y fuerte vergencia hacia el S, que presentan las mismas características que los anteriores, y separan una serie de pequeñas cuencas terciarias rellenas por sedimentos de carácter sintectónico.

✧ El sistema de pliegues y cabalgamientos del río Escabas: Es la otra gran estructura compresiva de dirección E-O junto con el sistema Huetos-Huertapelayo. Se trata de una estructura compleja, compuesta de dos anticlinorios separados por un sistema de desgarre dextroso (la falla de Matavacas). El anticlinorio más occidental presenta una estructura sigmoidal, y está compuesto por dos anticlinales vergentes hacia el S. La estructura sigmoidal está asociada al movimiento dextroso de la falla de Matavacas al E, y al de la falla del Hornillo al O. Estos anticlinales están a su vez afectados por fallas en dirección dextrosas N-S a NNO-SSE y algunas fallas de carácter normal NE-SO. En su extremo meridional el anticlinorio presenta una falla inversa de dirección E-O. El anticlinorio más oriental (cabalgamiento de Poyatos) tiene una orientación próxima a E-O,

aunque en su extremo occidental también muestra el movimiento dextroso de la falla de Matavacas. Este sistema de pliegues y cabalgamientos tiene una clara vergencia hacia el S, y tanto en su extremo meridional como en el interior de la estructura, aparecen numerosas fallas inversas e inverso-direccionales que afectan a los materiales jurásicos del núcleo. Este sistema de cabalgamientos desarrollado en la cobertera, se encuentra probablemente asociado a una importante estructura en el basamento, ya que limita un bloque que se comportó como un alto paleogeográfico durante el Cretácico inferior (ITGE, hoja nº 564).

✧ Cabalgamiento de Escribano. Se encuentra situado a unos 2 Km al S del cabalgamiento de Poyatos, limitando entre ambos un sinclinal con sedimentos terciarios (sinclinal del río Escabas). El cabalgamiento tiene un pliegue en rodilla asociado de marcada vergencia hacia el N, y en su flanco N la Fm. Calizas tableadas de Cuevas Labradas cabalga a la Fm. Arenas de Utrillas. El límite occidental de esta estructura lo constituye la falla de Matavacas, mientras que hacia el E, el cabalgamiento es relevado por una falla NO-SE dextrosa (falla del Hosquillo), que deforma sigmoidalmente la traza axial del anticlinal de Escribano.

✧ Anticlinal de la Hoya de las Cortezas: Constituye la última estructura compresiva de dirección E-O del dominio del Alto Tajo, y constituye el límite con el Dominio de la Serranía de Cuenca. Presenta una suave vergencia hacia el S, aunque la estructura es mucho más laxa que la de los sistemas de pliegues y cabalgamientos de esta dirección situados más al N. Está afectado por diversas fallas menores longitudinales y transversales de escaso salto. Este anticlinal se desarrolla básicamente en calizas liásicas, llegando a aflorar materiales del Keuper en su núcleo.

D) Sistema de pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE

Estas estructuras no son tan numerosas como los sistemas de cabalgamientos E-O a ENE-OSO, y su distribución espacial se encuentra limitada al N de la zona de falla de Huertapelayo, al E de Cifuentes (fig. 4.4.1). Presentan una vergencia general hacia el SO, y afectan a los materiales carbonatados del Cretácico superior, sin que llegue a aflorar el Jurásico. Los pliegues tienen un flanco frontal occidental con alto buzamiento o volcado, y

un flanco oriental con buzamientos menores de 50°. Entre estos anticlinales afloran los materiales arcillosos y evaporíticos del tránsito Cretácico-Paleógeno, y tanto sobre ellos como en el borde de la Cordillera Ibérica se depositan sedimentos terciarios aluviales discordantes.

Los planos de cabalgamiento suelen presentar bajos buzamientos ($< 40^\circ$), y aprovechan los contactos entre los materiales mecánicamente diferentes dentro de la serie cretácica (foto 4.4.4). Tanto los pliegues como los cabalgamientos son

sincrónicos con una serie de fallas dextrosas, orientadas según NNE-SSE y NE-SE. Estas fallas oblicuas presentan evidencias de una actividad posterior de tipo normal, al igual que sucede en la mayor parte de la zona de estudio. El límite meridional de esta zona se corresponde con el sistema de pliegues y cabalgamientos de Huetos-Huertapelayo, cuyo posterior desarrollo deforma a estos pliegues, generando una geometría de interferencia de pliegues en domos y cubetas que se puede observar en la cartografía (fig. 4.4.2).

4.5 - EL SECTOR SEPTENTRIONAL DE ENLACE ENTRE LA CORDILLERA IBÉRICA Y LA SIERRA DE ALTOMIRA

La Sierra de Altomira y el anticlinorio de Pareja-La Puerta se unen en su extremo N con el borde SO de la Cordillera Ibérica a través de una zona estructuralmente compleja (fig. 4.4.2). Esta zona se caracteriza por presentar tres direcciones principales de pliegues (N-S, ENE-OSO y NO-SE), así como un variado cortejo de fallas inversas, normales y direccionales orientadas según tres direcciones principales: N-S, NE-SO y NO-SE. Todas estas estructuras se pueden observar a lo largo de los valles del río Tajo y del arroyo de La Solana. No todos los pliegues y fallas afectan a todos los materiales que afloran en esta zona, lo que unido al análisis mesoestructural ha permitido establecer relaciones cronológicas entre las diferentes familias de estructuras. A continuación se van a describir los principales rasgos estructurales de este sector, así como sus relaciones cronológicas relativas.

A) Pliegues y fallas de dirección N - S

Estos pliegues se encuentran, casi exclusivamente, a lo largo del anticlinorio de Pareja-La Puerta-Trillo, a lo largo de una serie de afloramientos discontinuos que se encuentran fosilizados por materiales del Mioceno medio y superior. En general, estas estructuras se agrupan en un anticlinorio formado por dos o tres anticlinales, en cuyo núcleo afloran los materiales yesíferos del tránsito Cretácico-Paleógeno (*Fm. Arcillas y yesos de Villalba de la Sierra*). En las proximidades de La Puerta, este anticlinorio presenta una fuerte vergencia hacia el O, al igual que sucede en Pareja, mientras que hacia el N (Trillo) la vergencia es hacia el E. No obstante, puede haber estructuras oblicuas o transversales ocultas por debajo de los

materiales Miocenos que fosilizan estas estructuras. Las fallas de dirección N-S son poco numerosas, y se corresponden con los cabalgamientos asociados a los pliegues. Estos pliegues y cabalgamientos tienen unas características equivalentes a la de la Sierra de Altomira, y su edad de formación se sitúa en el Oligoceno superior - Mioceno inferior (foto 4.5.1).

B) Estructuras de dirección ENE-OSO

Las estructuras cartográficas más importantes de esta dirección son pliegues cuya localización se encuentra restringida a la Cordillera Ibérica y al NE del sector septentrional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica. Así, el pliegue de esta orientación más meridional se localiza a lo largo del valle del arroyo de la Solana, en las proximidades de Viana de Mondéjar. Estos pliegues suelen presentar, hacia el S, un carácter bastante simétrico, afectando a toda la serie de materiales terciarios, incluyendo las facies carbonatadas del Mioceno superior. Hacia el N estos pliegues aparecen en las proximidades de Trillo y de Huetos, donde afloran los materiales del Cretácico superior, y presentan una vergencia hacia el S. Cronológicamente este sistema de pliegues es posterior a las estructuras de dirección N-S descritas anteriormente, con las que forman figuras de interferencia (fig. 4.4.2 y foto 4.5.1).

Otro tipo de estructuras ENE-OSO que también afectan a todo el conjunto de materiales presentes en este sector, lo constituye un sistema de fallas normales y normal-direccionales, que son aprovechadas por la red fluvial cuaternaria, y que indican una extensión hacia el SE.

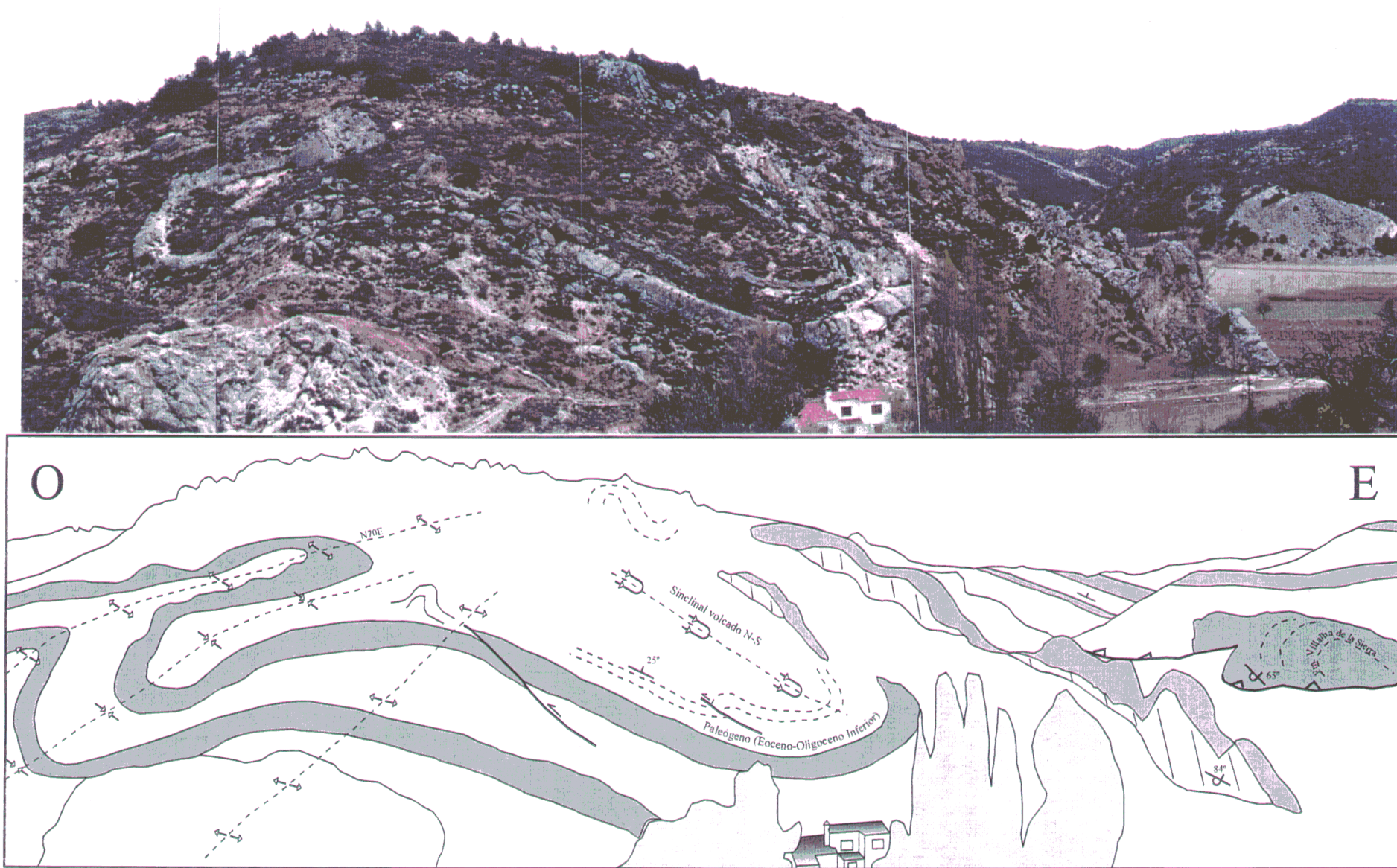


Foto 4.5.1: Interferencias entre los pliegues de dirección N-S vergentes al O del anticlinorio de Pareja (derecha), y los de dirección N70E (izquierda) en las proximidades de La Puerta.

C) Pliegues y fallas de dirección NO-SE

Este tipo de estructuras se encuentran limitadas al borde SO de la Cordillera Ibérica, y caben destacar dos tipos: pliegues y fallas. Ambos están relacionados entre sí, y se desarrollan en un contexto de tipo transtensivo.

Consisten en un conjunto de desgarres y fallas direccional-normales, con sentido de movimiento dextroso, y alcanzan su máxima expresión en las proximidades de Peralveche (foto

4.4.2). Dada la magnitud de las estructuras desarrolladas en la cobertera, éstas deben desarrollarse sobre accidentes del basamento, tal y como se puede observar en áreas más orientales de la Cordillera Ibérica, aunque con menor deformación hacia el borde de la cadena. Estos pliegues de escala kilométrica afectan claramente a materiales del Mioceno superior, por lo que su edad de actuación deber ser plio-cuaternaria, similar a la actividad de los pliegues de dirección ENE-OSO descritos anteriormente.

4.6 - EL SECTOR MERIDIONAL DE ENLACE ENTRE LA CORDILLERA IBÉRICA Y LA SIERRA DE ALTOMIRA

El enlace entre el sector meridional de la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica se realiza a través de una extensa zona, en la que se desarrollan dos tipos de estructuras principales:

A) Un conjunto de pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE

B) Unas bandas y zonas de falla oblicuas y transversales a las anteriores.

La combinación de estos dos tipos de estructuras producen el tránsito, desde una serie de pliegues de la cobertera aislados entre sí por los materiales sin y post-tectónicos terciarios (*Sector Meridional de la Sierra de Altomira y de la cuenca de Loranca*), a los afloramientos mesozoicos del dominio de la Serranía de Cuenca. Este sector se extiende desde la Sierra de Zafra (*anticlinal de Zafra de Zánacara*) hacia el E (fig. 4.6.1).

A) Estructuras longitudinales NO-SE

Las principales estructuras longitudinales que aparecen en este sector de enlace, lo constituyen un conjunto de pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE, que presentan una vergencia hacia el SO, a excepción del *anticlinal de Villar de Olalla*, que la tiene hacia el NE. El contacto entre ambas estructuras se realiza mediante una serie de zonas de deformación con fallas oblicuas y transversales que se describen en el siguiente apartado. Dentro de las estructuras longitudinales se pueden considerar dos subconjuntos:

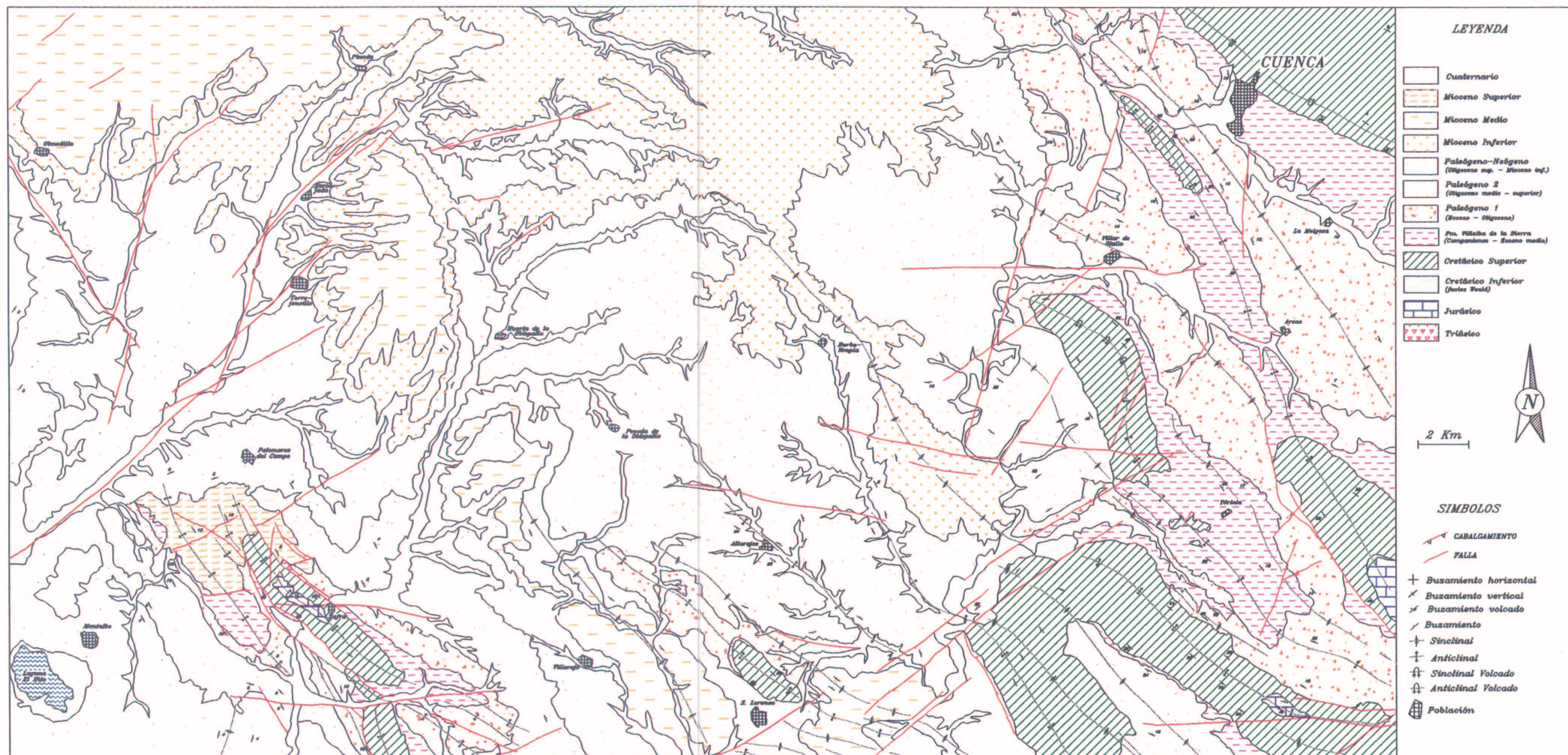
1) El primero está constituido por pliegues donde afloran los materiales mesozoicos de un modo aislado, y que se encuentran separados por

materiales terciarios (foto 4.6.1). Este grupo está formado por los anticlinales situados en la cuenca de Loranca, y su principal característica es que presentan una vergencia acusada, y están relacionados con cabalgamientos, tal y como demuestran los datos geofísicos y los sondeos (*cabalgamiento de San Lorenzo de la Parrilla*).

2) El segundo grupo lo constituye una serie de pliegues que afectan a materiales mesozoicos, y que presentan continuidad de afloramiento con el borde SO de la Cordillera Ibérica (*dominio de Valeria*). Estos pliegues presentan un menor grado de apretamiento que los anteriores, con buzamientos de los flancos menores, y charnelas laxas, y una longitud mucho mayor. Su relación con cabalgamientos es menos clara que la del anterior grupo, aunque no se puede excluir, debido a la ausencia de datos geofísicos. Todos estos pliegues se encuentran desarrollados sobre un bloque de basamento elevado respecto a la cuenca de Loranca (cap. 5).

B) Estructuras oblicuas y transversales

Se reconocen dos direcciones principales de estructuras oblicuas y transversales en este sector: una familia de fallas de dirección ESE-ONO, y otra de dirección NE-SO. Ambos conjuntos tienen una distribución espacial diferente. El primero se localiza entre el anticlinal de Zafra de Zánacara y el de Villar de Olalla, mientras que el segundo se extiende a lo largo de un corredor situado entre los anticlinales de *San Lorenzo de la Parrilla* y *Villar de Olalla* y el *dominio de Valeria* (fig. 4.6.1).



1) Las fallas ESE-ONO (foto 4.6.2) tienen un movimiento de tipo direccional, aunque con un escaso desplazamiento lateral. El efecto que producen estas fallas es un desplazamiento sinistroso en las trazas de los pliegues que afectan a los materiales paleógenos y mesozoicos. Las fallas más importantes son las que tienen una orientación próxima a E-O, como sucede con la falla de *Villarez del Saz*, que produce una fuerte inflexión del anticlinal de *Zafra*, y separa dos zonas al N y al S, donde se produce un importante relevo de pliegues.

Un aspecto importante de estas zonas de falla es que presentan evidencias de rejuegos posteriores con movimiento de tipo normal, siendo posible observar deformaciones asociadas en materiales cuaternarios.

2) El segundo conjunto de fallas se encuentran mucho más agrupadas en un estrecho corredor, de menos de 4 Km de anchura, denominado *zona de transferencia de San Lorenzo*

de la Parrilla (figs. 4.1.1 y 4.6.1). Entre las fallas que forman esta zona de transferencia aparecen un conjunto de pliegues menores sigmoidales que forman un ángulo de unos 20° con la dirección general NE-SO de los pliegues mayores. El movimiento que se deduce en esta zona de transferencia es de tipo transtensivo, y un sentido de movimiento sinistroso. El bloque hundido se sitúa al N de la zona de transferencia, pudiéndose considerar a esta estructura como el límite entre la Cordillera Ibérica y la cuenca de Loranca en este sector. El hecho de que esta zona presente un carácter transtensivo está relacionado con su disposición prácticamente paralela (y no oblicua) a la dirección de acortamiento que se deduce del análisis de las macro y mesoestructuras en este área (cap. 6). Esta deformación se desarrolla sobre una zona de fractura en el basamento de la cuenca de Loranca, tal y como se deduce de los sondeos San Lorenzo-1 y Belmontejo-1, situados cada uno en un bloque diferente y separados por dicha zona de transferencia (cap. 5).

4.7 - EL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DE MADRID

La estructura en superficie de la cuenca de Madrid se encuentra condicionada por una serie de fallas que son aprovechadas por la red fluvial cuaternaria. En este sentido, dentro de la zona estudiada destacan los valles de los ríos Tajo, Tajuña, Riansares y Cigüela, que separan zonas elevadas de superficie plana, que suelen coincidir con afloramientos de materiales del Mioceno superior y/o Plioceno. Todos estos valles principales presentan una dirección general NE-SO, indicando un drenaje fluvial hacia el SO, hecho que coincide con la pendiente general de la *superficie del páramo*. Estas características ya han sido puestas de manifiesto por diversos autores (Vaudour, 1979; Capote y Fernández Casals, 1978; Martín Escorza, 1976, 1983, etc.), y han sido interpretadas regionalmente desde un punto de vista geodinámico por Giner (1996).

Por lo que respecta a las estructuras frágiles, se pueden diferenciar tres direcciones principales: NE-SO, ESE-OSO y NO-SE, siendo la primera la más importante. Además de fallas, se pueden observar pliegues que afectan a los materiales miocenos y cuaternarios, que presentan direcciones paralelas a la red de fracturación, con la que suelen estar asociados.

El estudio de las relaciones entre las deformaciones recientes y la fisiografía, así como las características neotectónicas y sismotectónicas de la zona de estudio se desarrollan en el capítulo 9.

A) Fallas de dirección NE-SO

Se localizan a lo largo de los principales valles descritos anteriormente, así como en los afloramientos de la *caliza del Páramo* (Mioceno superior) situados en las proximidades de Mondéjar (San José, 1975). Estas fallas suelen presentar un movimiento de tipo normal, indicando una dirección de extensión hacia el SE, y forman estructuras de tipo *graben* y *semi-graben*, que son aprovechadas por la red fluvial cuaternaria (fotos 4.7.1 y 4.7.2).

No obstante, también se han observado movimientos de tipo direccional y direccional-normal en este sistema de fallas que pueden corresponder a reajustes y/o acomodación lateral del movimiento principal normal. No ha sido posible diferenciar periodos de actividad relativa cronológicamente diferentes entre ambos tipos de movimientos en el campo, y los dos afectan a los sistemas de terrazas cuaternarios.

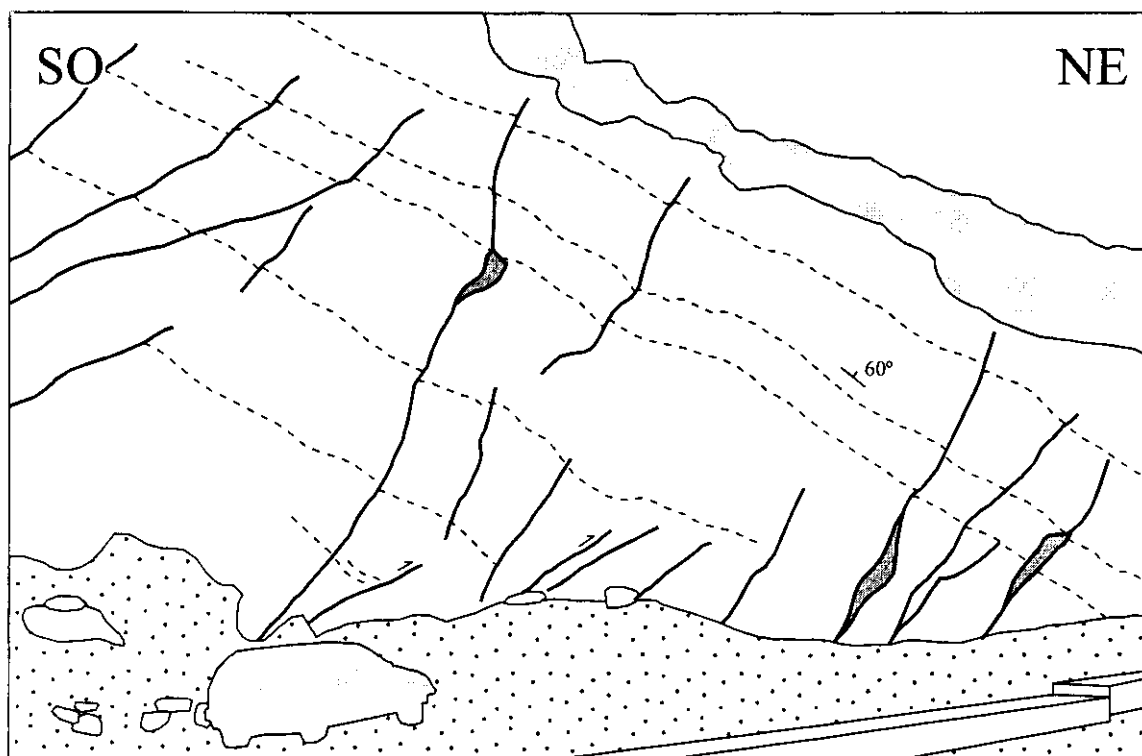


Foto 4.6.1: Aspecto de uno de los pliegues NO-SE fosilizados por los sedimentos terciarios presentes en el Sector Meridional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica en las proximidades de Villar de Olalla. En este caso el pliegue es vergente hacia el NE, y se aprecian los sistemas de fallas transversales.

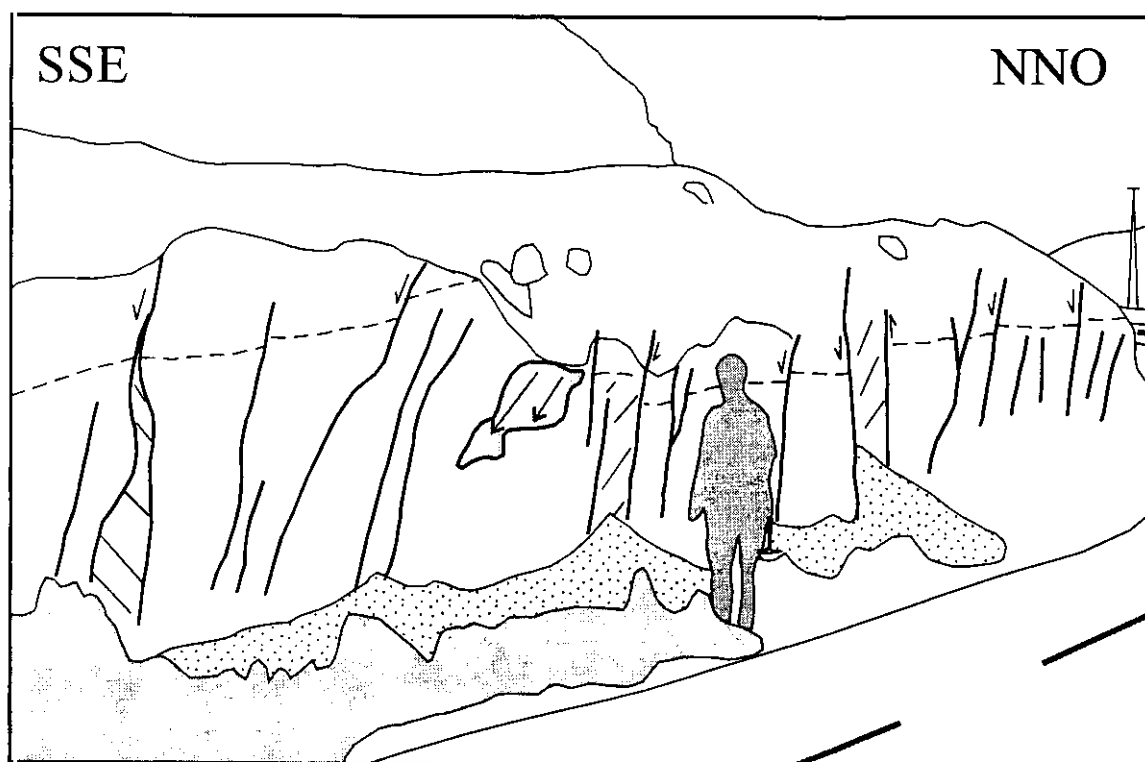


Foto 4.6.2: Sistema de fallas NE-SO afectando al Cretácico superior en el sector meridional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica. Estas fallas presentan evidencias de dos tipos de movimiento diferente: un movimiento en dirección de tipo dextroso y un rejuego posterior de tipo normal (estación Pradejas).



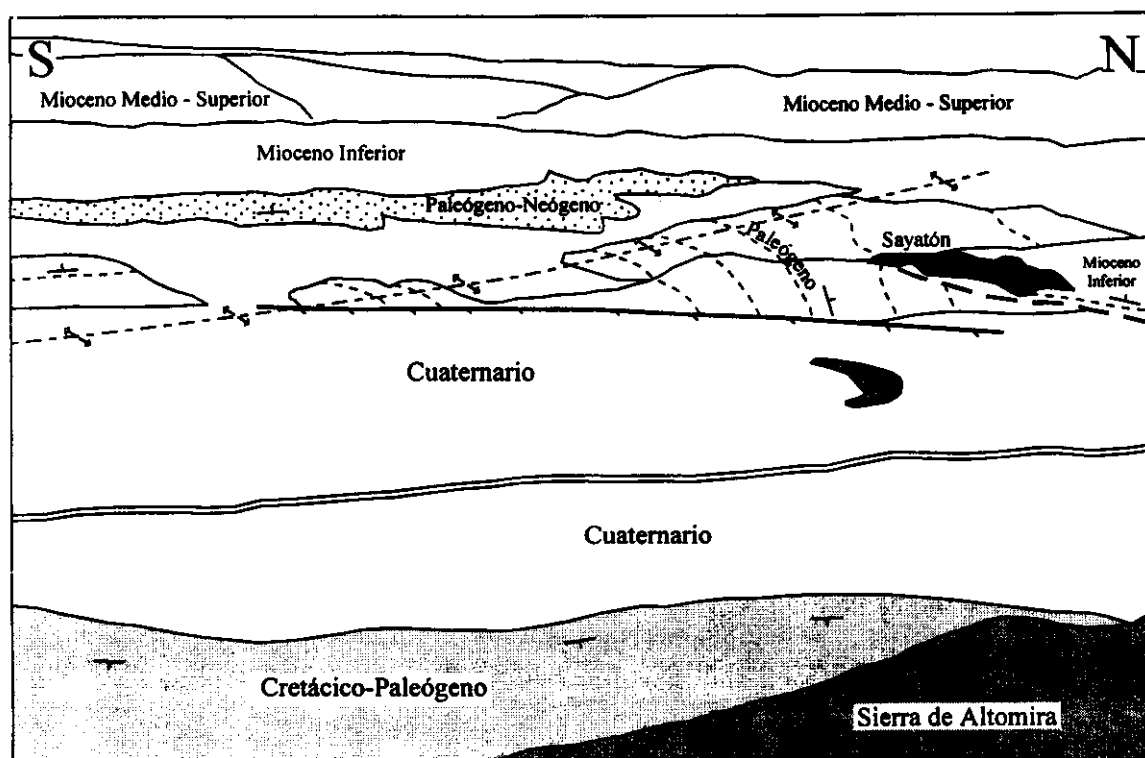


Foto 4.7.1: Vista del valle del Río Tajo en las proximidades de Sayatón. Se aprecia la falla normal NE-SO del límite NO del mismo, y los niveles de terrazas cuaternarias, frecuentemente deformadas.

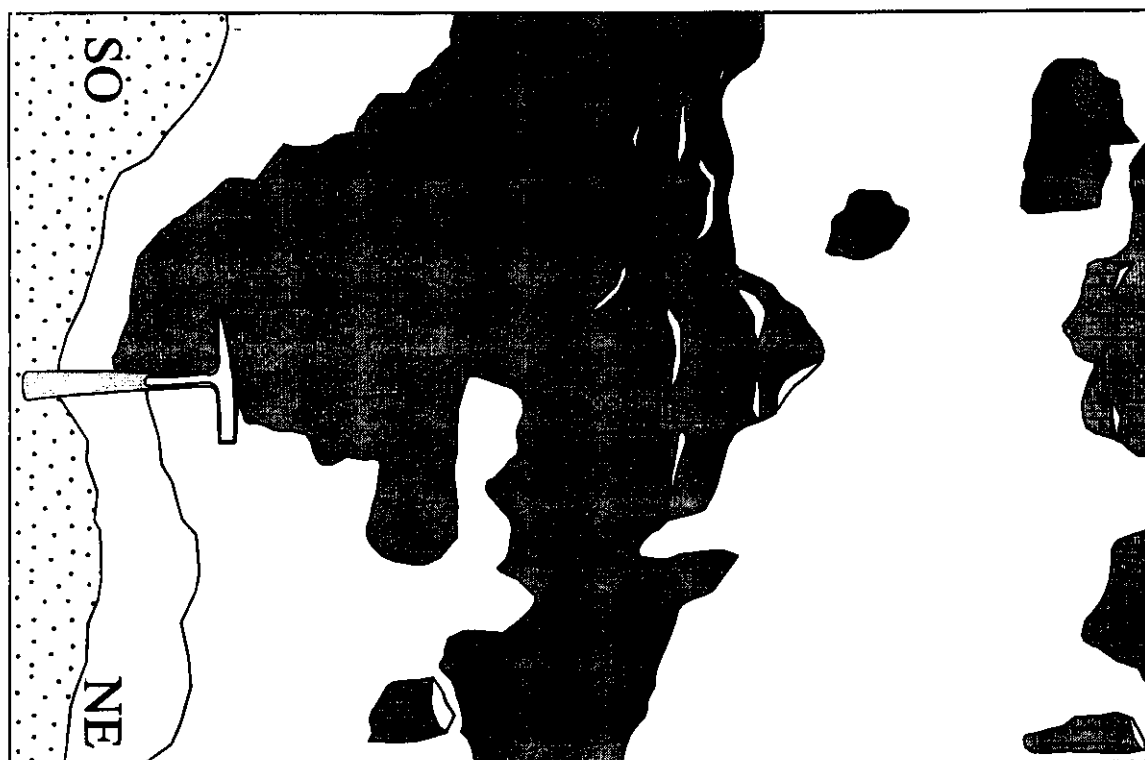


Foto 4.7.2: Fallas normales NE-SO afectando a yesos del Mioceno superior en las proximidades de Horcajo de Santiago (estación Bedija).



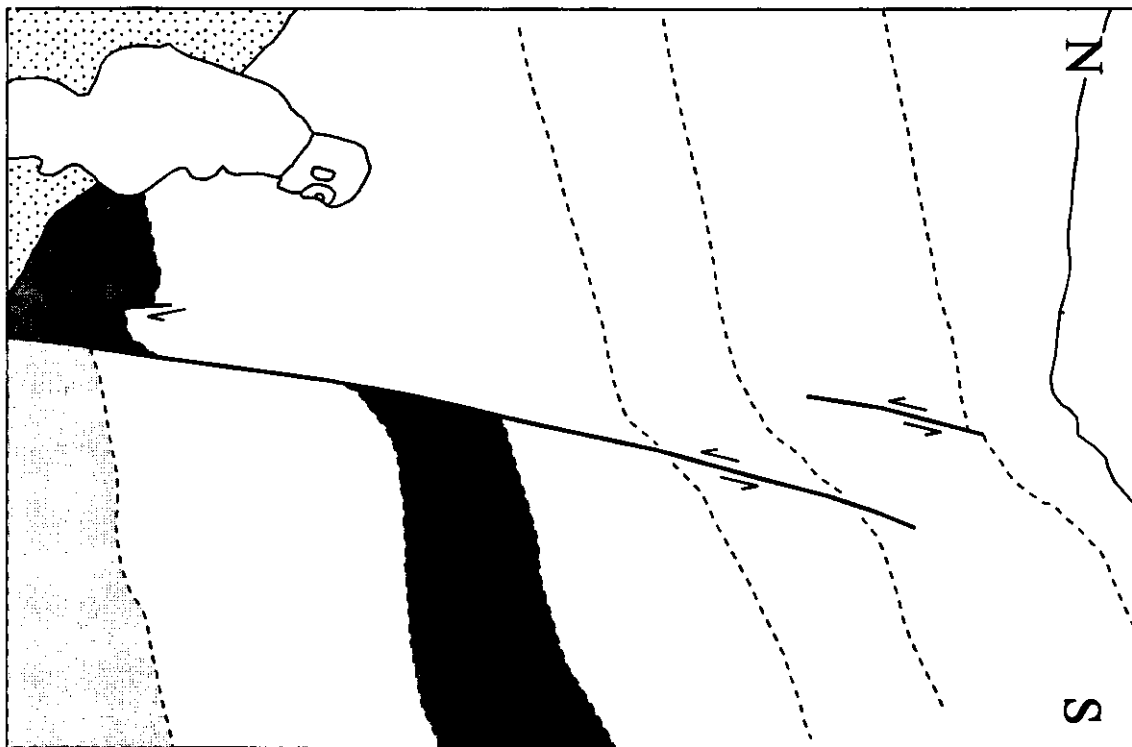


Foto 4.7.3: Falla normal afectando a terrazas del río Tajo (Pleistoceno inferior - medio) en las proximidades del monasterio de Santa María de Óvila.

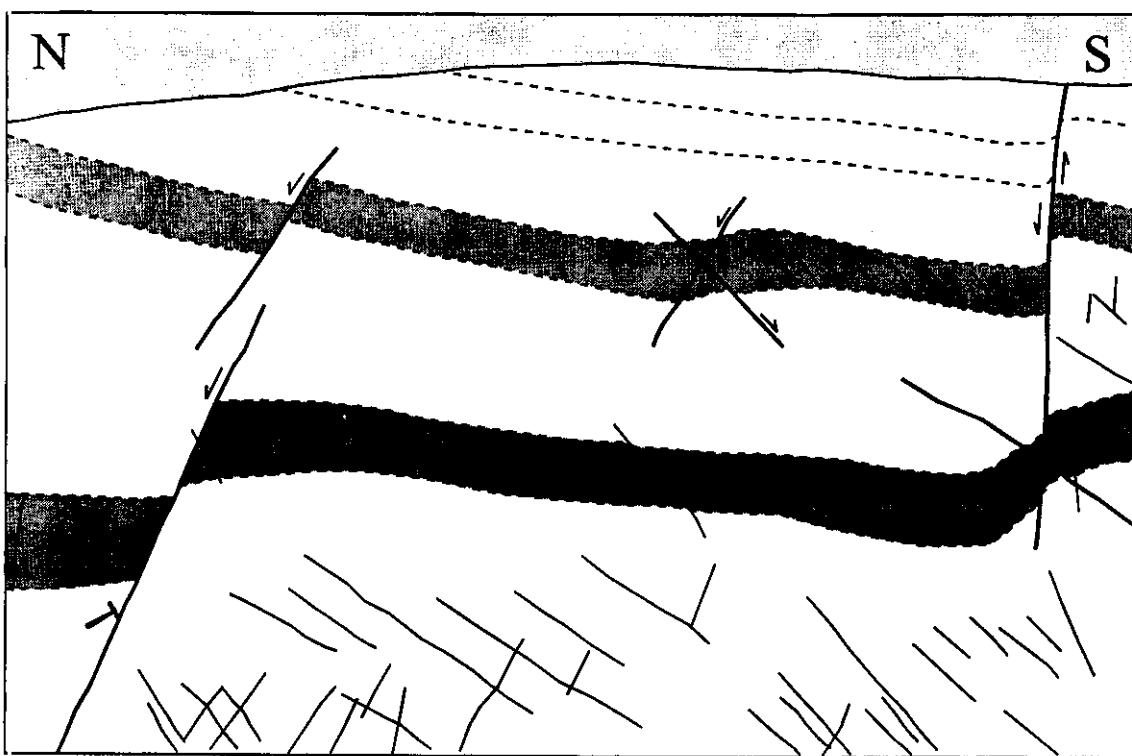


Foto 4.7.4: Sistemas de fallas normales conjugadas ENE-OSO afectando a materiales del Mioceno medio en el extremo NO de la cuenca de Madrid (proximidades de Azañón, estación Vega).



B) Estructuras ENE-OSO

Son mucho menos frecuentes que la familia NE-SO, y son muy abundantes en la zona situada entre Barajas de Melo y Mondéjar, y en el extremo NO de la cuenca de Madrid. Este sistema de fallas presenta un movimiento de tipo normal, y afecta a toda la serie miocena aflorante, así como a los sedimentos cuaternarios de las terrazas de los ríos Calvache y Tajo (fotos 4.7.3 y 4.7.4).

A diferencia de las fallas de dirección NE-SO, esta familia no presenta un movimiento en dirección aparente, y no ha sido posible establecer una cronología relativa de corte clara entre ambos sistemas, presentando movimientos alternantes o sincrónicos. Por el contrario, a escala mesoestructural se ha comprobado como las dos familias actúan en forma de sistemas conjugados (p.e. en las proximidades de Loranca de Tajuña). La edad de actuación de ambos sistemas debe corresponderse con el establecimiento de la red fluvial cuaternaria, ya que afectan claramente a los materiales del Mioceno superior y Plioceno, y a los sedimentos cuaternarios fluviales.

C) Estructuras de dirección NO-SE

Este sistema de fallas se encuentra limitado a la mitad septentrional de la cuenca de Madrid incluida en la zona estudiada. Su reflejo macroestructural es menos importante, limitando lateralmente los sistemas de fallas normales descritas anteriormente. El salto vertical de estas fracturas no suele superar la decena de metros, y el análisis mesoestructural en materiales del Mioceno medio y superior muestra un movimiento de tipo transtensivo, con sentido de movimiento dextroso y el bloque hundido situado al NE. Asociadas al movimiento de estas fallas es posible observar pliegues de dirección subparalela, como por ejemplo, en las proximidades de Illana.

Estas fallas separan zonas con diferentes espesores de sedimentos en los sistemas deposicionales cuaternarios del río Tajo, aunque también pueden influir otros factores, como es la litología del sustrato Neógeno (Giner *et al.*, 1996a). No obstante las facies y espesores de los sedimentos miocenos están afectados por estos mismos sistemas de fallas de dirección NO-SE (Rodríguez Aranda *et al.*, 1995).

4.8 - LA CUENCA DE LORANCA

Al igual que en la cuenca de Madrid, en la cuenca de Loranca las estructuras más importantes que aparecen en superficie son fallas, que presentan dos direcciones principales: NE-SO y NO-SE. Sin embargo, y a diferencia de la cuenca de Madrid, la de Loranca presenta un carácter fisiográfico menos organizado, pudiéndose distinguir dos áreas bien diferentes:

✧ En su mitad meridional, la red fluvial sigue el mismo estilo y sentido de drenaje (SO) que la de Madrid (ríos Cigüela y Riansares), si bien su nivel de encajamiento es menor.

✧ Por el contrario, en su mitad septentrional la red es centripeta, y se encuentra dirigida hacia el extremo occidental de la misma, en las proximidades del cierre del pantano de Buendía. Así, en esta zona los ríos presentan una dirección y sentido de flujo, tanto hacia el NO (Guadamejud), como hacia el N y hacia el E (río Mayor). En el sector septentrional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica la red fluvial vuelve a presentar las mismas características que en la

cuenca de Madrid. Todos estos aspectos son discutidos y tratados en profundidad en el capítulo 9.

A) Fallas de dirección NE-SO

Es el sistema de fracturas más importante, y presenta las mismas características que en la cuenca de Madrid, tanto en el carácter normal de las mismas, como en la presencia de movimientos menores de tipo direccional-normal y direccional. Este sistema de fracturas ejerce también un control estructural sobre la red fluvial en la mitad meridional de la cuenca de Loranca (ríos Záncara y Cigüela, foto 4.8.1). El análisis de estas fallas también indica una dirección de extensión hacia el SE, y afectan a las estructuras compresivas de la Sierra de Altomira y su enlace meridional con la Cordillera Ibérica. Localmente se desarrollan estructuras compresivas menores en materiales del Mioceno superior, asociadas a movimientos en dirección de estos sistemas de fallas (fig. 4.8.2).

Una característica importante de este sistema de fracturas consiste en que numerosos deslizamientos desarrollados en las facies arcillosas y yesíferas del centro de la cuenca, tienen sus zonas de cabecera asociadas a estas estructuras (como por ejemplo en el valle del río Peñahora).

B) Fallas de dirección NO-SE

El otro sistema de fracturas importante lo constituye el de dirección NO-SE, menos numeroso, y limitado a las zonas centrales de la cuenca. Las fallas son, básicamente, de tipo normal, con una pequeña componente direccional sinistrosa, que resulta más clara cuando afectan a

los materiales paleógenos. Estas fallas producen suaves flexiones sigmoidales en las trazas de los pliegues de dirección N-S que afectan a los materiales paleógenos y del Mioceno inferior. Aunque no hay evidencias mesoestructurales de rejugue normal posterior, el hecho de que las trazas de las fallas se continúen por materiales más modernos, sin desplazamientos laterales de los mismos, podría indicar una actividad más moderna de tipo extensivo. No obstante, de existir esta actividad, es de mucha menor magnitud que la de la familia NE-SO. A favor de este sistema de fracturas también se desarrollan deslizamientos en las laderas de los valles desarrollados en el centro de la cuenca (por ejemplo en el valle del río Mayor).

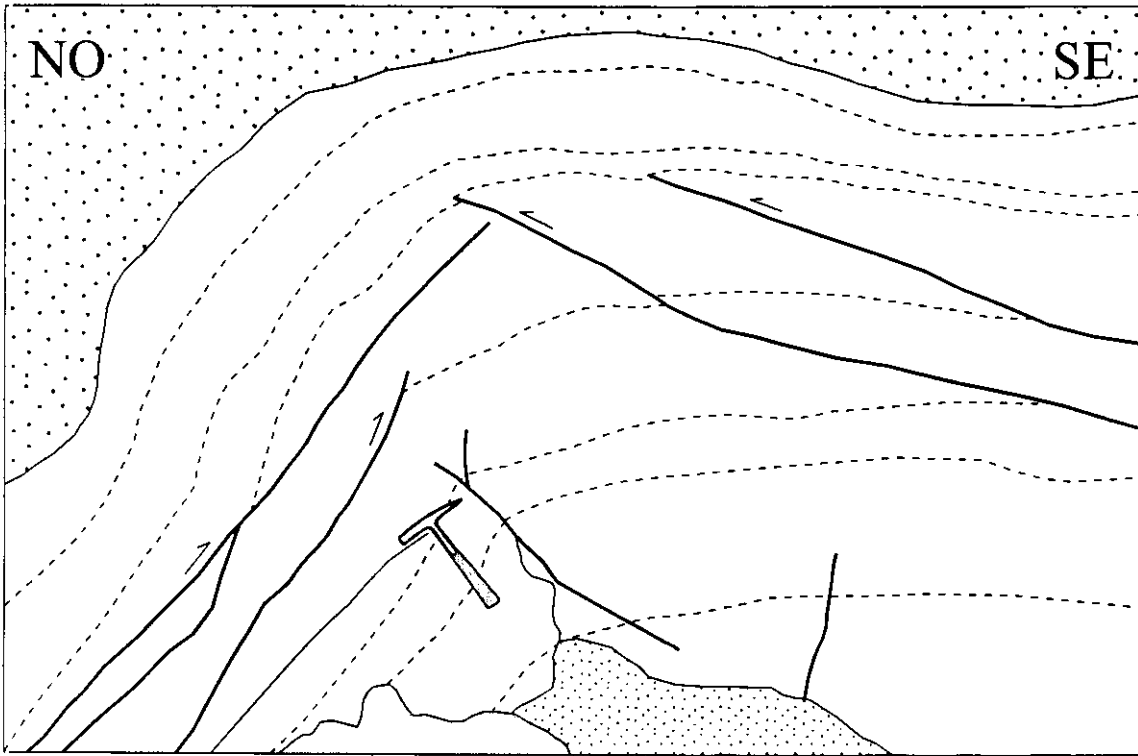


Foto 4.8.1: Pliegues y fallas inversas asociados a movimientos de tipo normal-direccional en fallas NE-SO afectando a materiales del Mioceno superior en la cuenca de Loranca (estación Caracenilla).

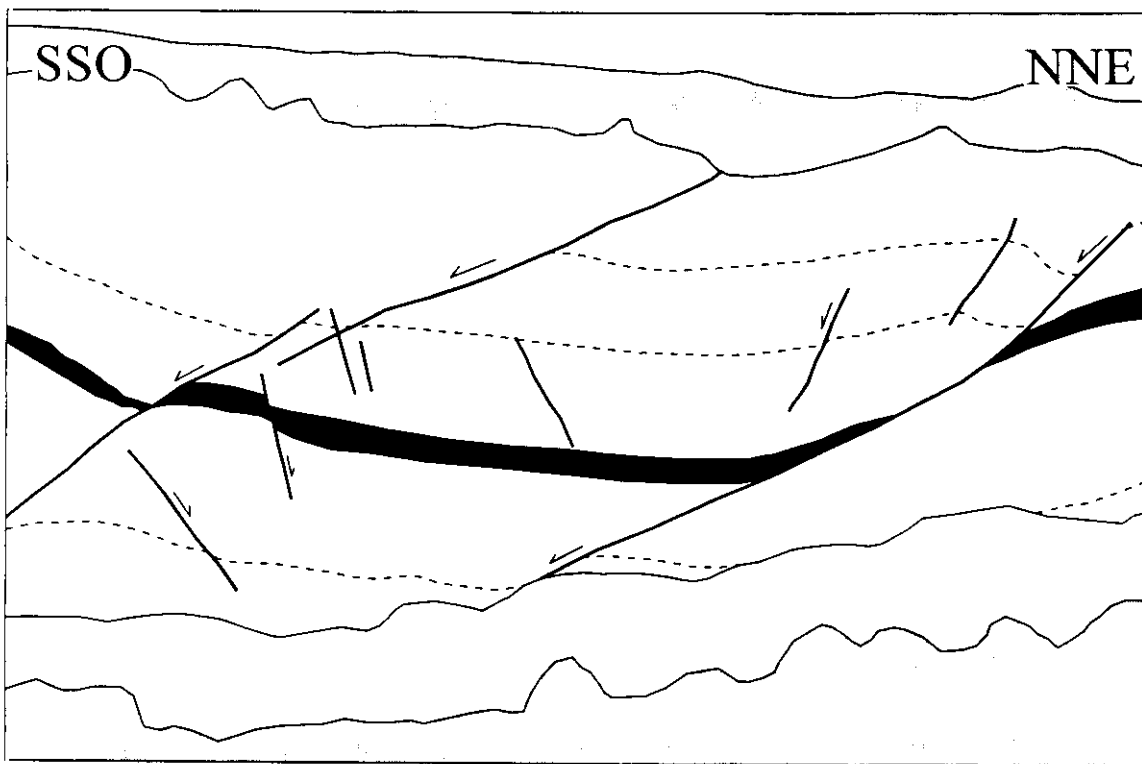


Foto 4.8.2: Sistemas de fallas normales NE-SO de bajo ángulo, que afectan a niveles tobáceos Pliocenos en el valle del río Mayor (estación río Mayor).



5 - LA ESTRUCTURA EN PROFUNDIDAD

El conocimiento de la estructura en profundidad de la zona de estudio resulta imprescindible, tanto para poder evaluar los datos de acortamiento, como para poder interpretar el origen de las estructuras observadas en superficie. Para poder definir esta geometría se han utilizado dos tipos diferentes de fuentes de información geofísica, en buena parte complementarias:

A) Se han analizado 27 perfiles sísmicos de reflexión realizados para la prospección de hidrocarburos por la compañía *Amospain* en la década de los 70, y que cubren la práctica totalidad del área estudiada, siendo especialmente abundantes en la cuenca de Loranca. Estos perfiles se encuentran apoyados en ocho sondeos petrolíferos (fig. 5.1).

B) Por otra parte se han utilizado los nuevos datos del *Mapa Gravimétrico del Centro Peninsular*, obtenidos dentro del Proyecto PB 94-0242 de la DGICYT en el tercio septentrional de la zona de estudio. Con estos datos se han realizado tres modelos gravimétricos en $2 + \frac{1}{2} D$ transversales a las principales estructuras situadas en la mitad septentrional de la zona de estudio.

Toda esta información (fig. 5.1), sumada a los datos estructurales y cartográficos obtenidos en superficie (cap. 4), ha permitido la construcción de una serie de cortes geológicos equilibrados. Mediante estos cortes se han podido alcanzar los principales objetivos planteados en este capítulo:

✧ Cuantificación de la deformación en la cobertera en la zona de estudio

✧ Estudio de la geometría del fondo de las cuencas terciarias y del techo del basamento.

En la figura 5.1 se muestra la localización de los perfiles sísmicos y sondeos utilizados, así como de los modelos gravimétricos y de los cortes geológicos equilibrados realizados.

A) Sísmica de reflexión

Durante el estudio de los perfiles sísmicos se han planteado dos objetivos diferentes a cubrir, cada uno de los cuales se ha afrontado con diferentes técnicas:

I) El estudio de la geometría en planta del borde oriental de la cuenca del Tajo. Para ello se han construido dos mapas de isobatas correspondientes a los reflectores sísmicos del techo del basamento (contacto entre el basamento Hercínico y el tegumento permo-Triásico) y al techo de la cobertera mesozoica (techo del Cretácico superior carbonatado). Estos mapas revelan la geometría del fondo de las cuencas terciarias y del basamento, así como la posición de los accidentes geológicos que afectan al basamento y a la cobertera. Además, la comparación de los dos mapas de isobatas puede permitir establecer relaciones entre las estructuras que afectan al basamento y las que afectan a la cobertera.

II) Estudio de las geometrías de las estructuras a lo largo de los perfiles sísmicos. Para ello se ha procedido a la restitución a secciones de profundidad de los reflectores sísmicos correspondientes al techo del basamento, a la base y al techo del Cretácico a lo largo de diversos perfiles. Sólo procediendo a una restitución en profundidad de los reflectores sísmicos es posible obtener los buzamientos reales de las diferentes unidades litológicas, y no la inclinación de los reflectores de la sección en tiempo, lo que resulta fundamental a la hora de construir cortes geológicos equilibrados. Además, de este modo se evita el grave error que a menudo se comete de convertir directamente las secciones en tiempo de los perfiles de sísmica de reflexión en cortes geológicos. El proceso de la restitución se muestra en el apartado 5.3.

B) Gravimetría

La realización de modelos gravimétricos en esta Tesis se justifica debido a que la gravimetría cubre una ventana de observación con mayor rango de profundidades que la sísmica de reflexión, que sólo es fiable hasta alcanzar el basamento acústico (hasta unos 3000 m bajo el nivel del mar en nuestro caso). Por este motivo el uso de la gravimetría ha resultado de gran utilidad para estudiar las estructuras que afectan al basamento.

Además, aunque los perfiles sísmicos de reflexión analizados tienen una buena resolución y proporcionan información fiable sobre la geometría de las cuencas terciarias, hacia las zonas con mayor deformación y complejidad estructural (Sierra de Altomira, sector de enlace septentrional entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica, etc.) el ruido debido a los procesos de refracción de las ondas produce unas áreas de muy difícil, sino imposible, interpretación.

De este modo, se han combinado los datos sísmicos y gravimétricos con los estructurales para tener una visión lo más amplia posible y completar, mediante el uso combinado de diferentes fuentes de información, las lagunas que tiene cada una por separado.

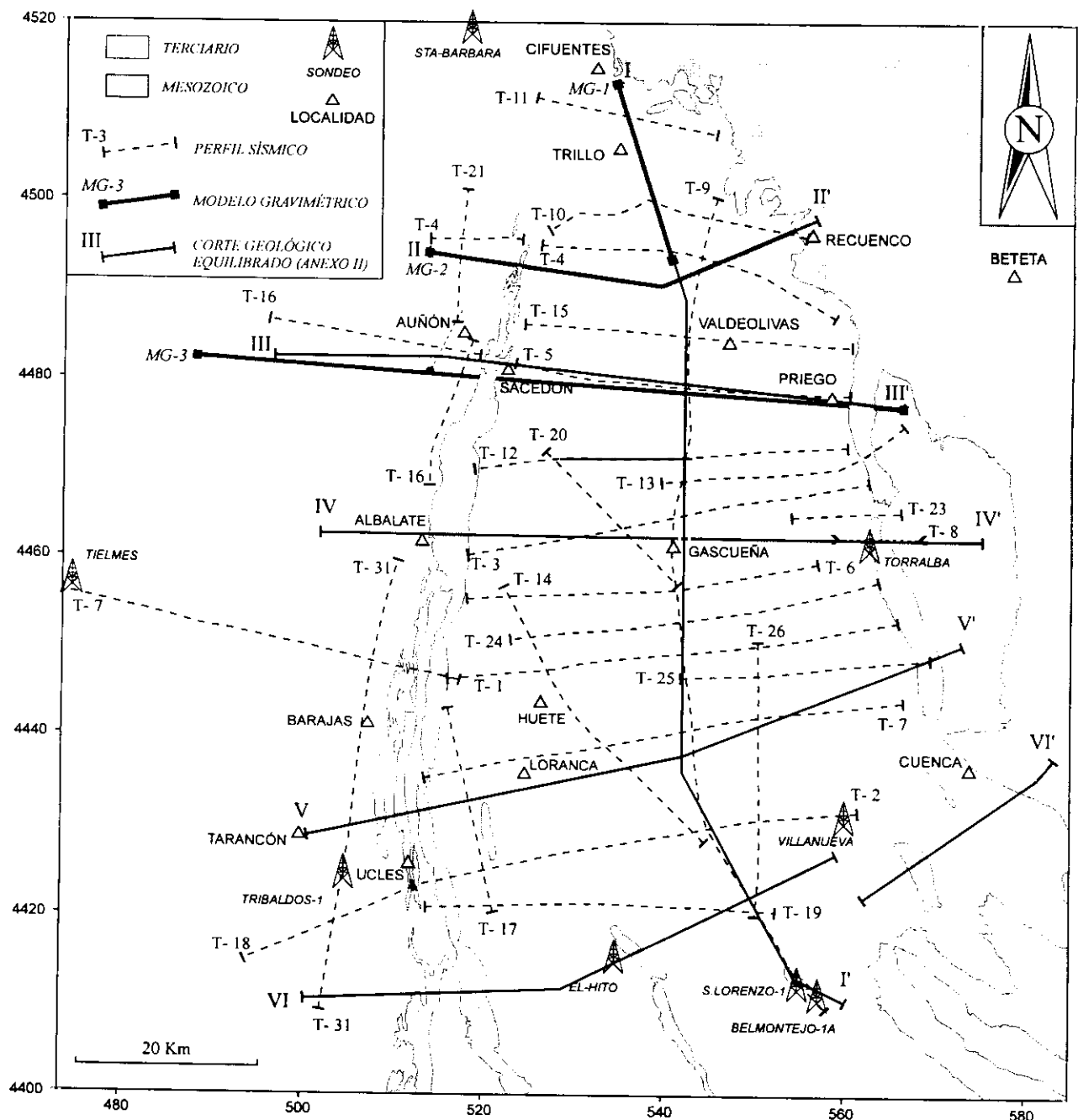


Figura 5.1: Mapa de situación de los perfiles sísmicos interpretados, de los sondeos petrolíferos, de los modelos gravimétricos, y de los cortes geológicos equilibrados realizados.

5.1 - MAPAS DE ISOBATAS DEL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DEL TAJO

Los datos sísmicos utilizados en este trabajo corresponden a un total de 27 perfiles sísmicos de reflexión (fig. 5.1), realizados por la *Compagnie General de Geophysique* (C.G.G.) para *Amospain* durante los años 1969-1973. La fuente de energía utilizada para la realización de estos perfiles fue dinamita, se registró con cobertura 12, y la calidad general de los mismos es buena.

Para la interpretación de estos perfiles, se ha utilizado la correlación entre los reflectores y los principales horizontes estratigráficos realizada por el ITGE (1990) a partir de perfiles de velocidad en los sondeos Pradillo, Santa Bárbara, Tribaldos y Ledanca, y del "sonic log" de los sondeos Gabaldón-1, Belmontejo-1, Salobral-1, El Hito-1 y Torralba (fig. 5.1).

5.1.1 - MÉTODO DE CONSTRUCCIÓN DE LOS MAPAS DE ISOBATAS

Existen varios trabajos previos donde se han realizado mapas de isobatas (o bien de isocronas) a partir de los perfiles sísmicos de reflexión para toda la cuenca del Tajo (Querol, 1989; ITGE, 1987, 1990; Gómez *et al.*, 1996) que han supuesto una aproximación inicial a la geometría de la cuenca muy importante. Sin embargo, estos trabajos admiten algunos problemas de interpretación en determinadas áreas incluidas en la zona estudiada en esta Tesis, como son la geometría del basamento bajo la Sierra de Altomira, o la estructura del sector septentrional de enlace entre las cuencas de Loranca y de Madrid. Además, en estos trabajos no se han tenido en cuenta generalmente datos estructurales, por lo que la interpretación de algunas estructuras en profundidad no siempre concuerda con la geometría que se observa en los afloramientos. Por otra parte, se ha completado la información de la sísmica de reflexión con la realización de los modelos gravimétricos donde se ha dispuesto de datos recientes (mitad septentrional de la zona de estudio).

Por estos motivos, y dado que había que clarificar la estructura en profundidad de todo el borde oriental de la cuenca del Tajo, ha sido necesario completar y reinterpretar la información existente con un mayor apoyo geológico, teniendo en cuenta los datos estructurales y cartográficos descritos en el capítulo 4.

Durante la realización de los mapas de isobatas, resulta fundamental procesar la información de un modo lo más objetivo posible. Esto es así excepto en aquellas zonas donde los datos son de peor calidad (estructuras complejas, presencia de ruido, perfiles oblicuos a las estructuras geológicas, etc.), donde se hace necesario una mayor carga subjetiva y conocimiento geológico para completar la información. Para alcanzar este objetivo, se ha convertido toda la información necesaria para la realización e interpretación de los mapas de isobatas a un formato digital. Entre los datos digitalizados destacan la localización de los puntos de tiro de los perfiles, las velocidades de corrección y tiempos de lectura para los diferentes reflectores, sondeos, etc.

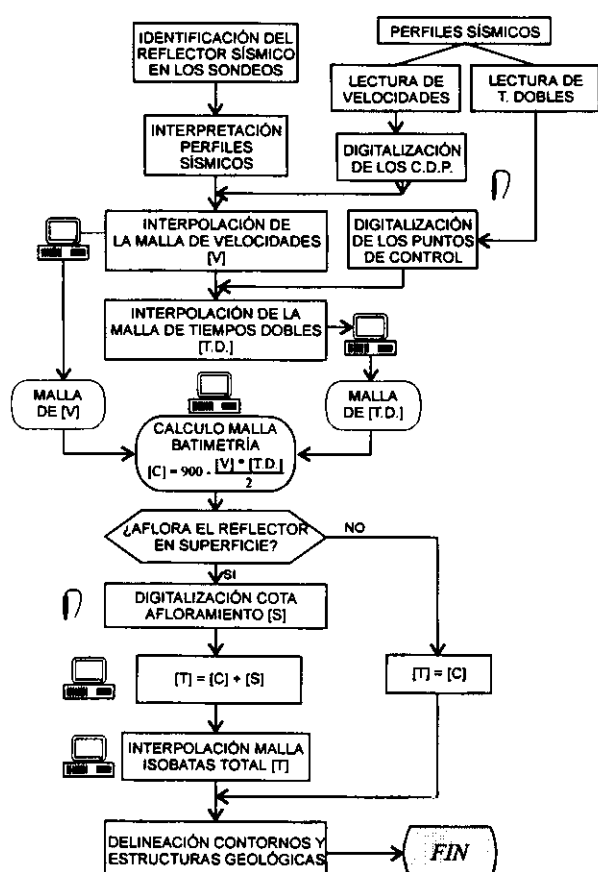


Figura 5.1.1: Diagrama de flujo del proceso de construcción de los mapas de isobatas para el techo del basamento y de la cobertera mesozoica obtenidos a partir de los perfiles de sísmica de reflexión (ver texto para la explicación).

Sólo de este modo ha resultado posible la realización de los diferentes mapas y operaciones aritméticas entre las mallas calculadas de un modo objetivo. A continuación se describen brevemente los pasos seguidos hasta la construcción final de los mapas de isobatas, los cuales se muestran en forma de diagrama de flujo en la figura 5.1.1.

♦Una vez identificados los reflectores que marcaban los horizontes que se van a cartografiar, se ha realizado la reinterpretación de todos los perfiles sísmicos mostrados en la figura 5.1, cerrando mallas a partir de la línea T-9.

♦El siguiente paso ha consistido en la lectura y digitalización de las velocidades de propagación de las ondas para cada reflector en los diferentes perfiles. Los datos utilizados corresponden a las velocidades obtenidas de los sondeos ("Velocity Survey" y "Sonic Log"), así como los procedentes del estudio continuo de las velocidades realizado durante el procesado de los perfiles sísmicos. Los datos de velocidades en los perfiles tienen un espaciado de 200 mseg (en tiempos dobles, TD), realizándose una interpolación lineal entre las velocidades leídas cada 200 mseg. Por lo que respecta a la localización de las velocidades obtenidas del estudio continuo de las mismas en los perfiles, éstas han sido asignadas al punto medio de cada intervalo analizado ("Common Depth Point").

A) Obtención de la malla de isobatas para cada reflector analizado

Partiendo de los datos de velocidades leídos en todas las líneas para cada reflector analizado, se ha procedido a la interpolación de esos datos mediante "Kriging" con variograma lineal a una malla regular. Los parámetros de la interpolación,

así como las características de las mallas resultantes se muestran en la Tabla 5.1.

Una vez obtenida la malla de velocidades para cada reflector analizado, el siguiente paso ha consistido en obtener la malla de tiempos dobles correspondiente. Para ello, se han digitalizado los tiempos dobles de lectura de cada reflector a lo largo de todos los perfiles. El paso de lectura utilizado ha sido 25 mseg cuando el reflector estaba inclinado menos de 5°, o bien cinco puntos de tiro (750 m. aproximadamente) si el reflector se disponía subhorizontal. El error estimado durante este proceso de lectura es de ± 10 mseg. Para la construcción de la malla de tiempos dobles [TD], se han utilizado el mismo método de interpolación y los mismos parámetros que para la realización de la malla de velocidades (Tabla 5.1).

Una vez obtenidas las mallas de velocidades y tiempos, para la obtención de la malla de batimetría referida al nivel del mar de cada reflector, basta con aplicar el siguiente algoritmo:

$$\sum_{x,y=1}^n [C_{xy}] = 900 - \frac{[V_{xy}] * [TD_{xy}]}{2} \quad [5.1]$$

donde:

[C_{xy}] corresponde a la malla de batimetría referida al nivel del mar (en metros).

[V_{xy}] y [TD_{xy}] son las mallas de velocidades (en m/seg) y tiempos dobles (seg).

900 es la cota en metros del plano de referencia de los perfiles sísmicos (*datum*).

La división por 2 se realiza debido a que los tiempos leídos en los perfiles son dobles. El resultado de esta operación se corresponde con una malla regular con las mismas dimensiones y paso de malla que las anteriores.

Tabla 5.1: Parámetros y características utilizados durante la interpolación de las mallas en la construcción de los mapas de isobatas.

MALLA	Paso de Malla	Método de Interpolación	Tipo de Búsqueda	Radio de Búsqueda	Nº puntos / cuadrante
Velocidades [V]	2.5 Km	Kriging con variograma lineal	Cuadrantes	15 Km	6
Tiempos Dobles [TD]	2.5 Km	Kriging con variograma lineal	Cuadrantes	15 Km	6
ISOBATAS [C]	2.5 Km	Kriging con variograma lineal	Cuadrantes	15 Km	6

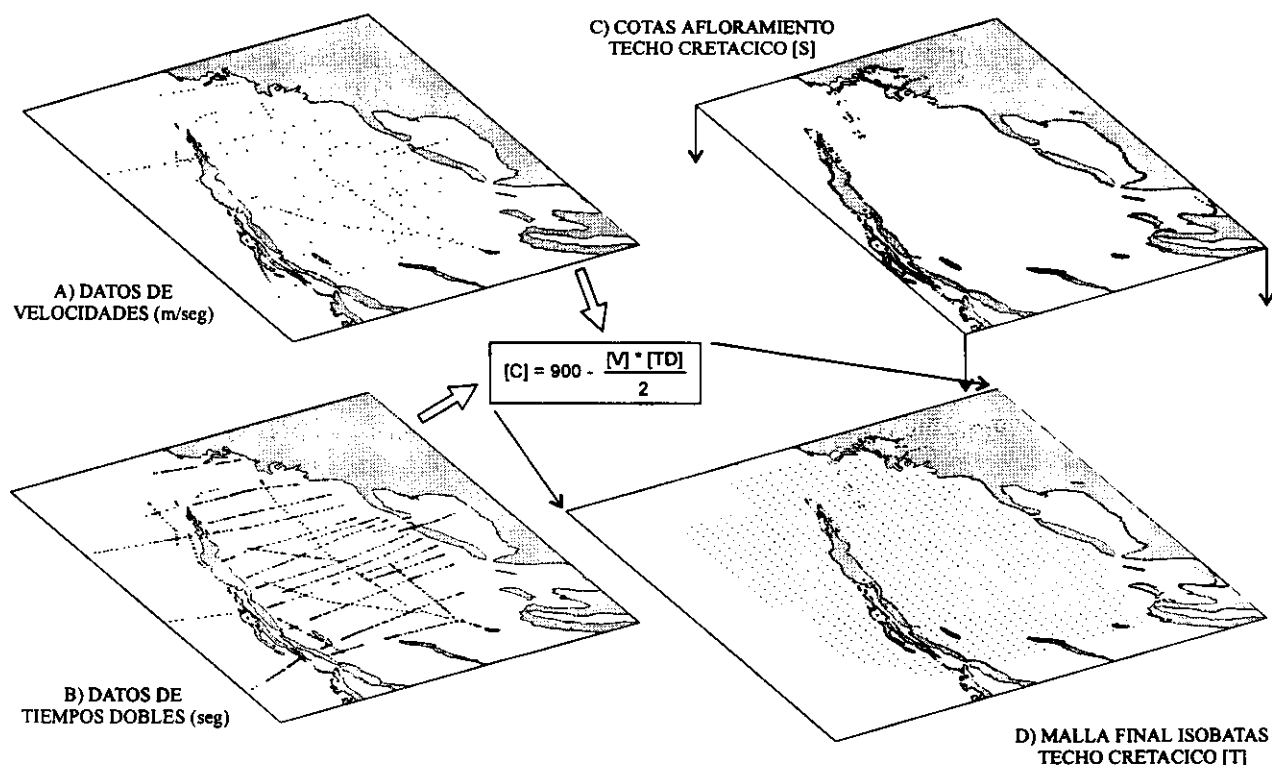


Figura 5.1.2: Esquema del proceso de obtención de la malla final de batimetría para el mapa de isobatas del techo del Cretácico. [V] malla de velocidades, [TD] malla de tiempos dobles, [C] malla de batimetría sin corregir, [S] batimetría obtenida de la superficie, y [T] malla final de batimetría del borde oriental de la cuenca del Tajo (ver texto para la explicación).

B) Correcciones de la malla de Isobatas obtenida de los datos sísmicos

Debido a la distribución heterogénea de los datos originales, sobre todo las velocidades, ha sido necesario realizar una serie de correcciones de la malla de batimetría en *bruto* construida mediante el proceso descrito anteriormente.

De este modo se ha procedido al blanqueo de aquellas zonas de malla donde había lagunas de información en los datos originales, y por tanto, la interpolación no es fiable. Por otra parte, y para evitar los típicos errores de *borde* que se producen en cualquier proceso de interpolación, se ha orlado la malla de batimetría del techo de la cobertera mesozoica con las cotas correspondientes al afloramiento del techo del Cretácico en el área de estudio. Para ello, se ha añadido a los datos de la malla obtenidos de la ecuación [5.1] un fichero con la localización y cota de los puntos de contacto entre el Cretácico y el Terciario obtenidos a partir de la cartografía geológica superficial (S, fig. 5.1.2).

Una vez unidos ambos ficheros, se ha vuelto a interpolar la malla con las mismas características descritas en la Tabla 5.1 (malla [T], figs. 5.1.1 y 5.1.2D). Esta corrección ha mejorado de un modo muy notable el mapa hacia los bordes de las cuencas, controlándose mucho mejor la geometría de los mismos, mientras que no ha influido en la batimetría del centro de las cuencas. Este proceso no se ha realizado para el mapa del techo del basamento debido a que éste no aflora en superficie. El esquema del proceso de obtención de las diferentes mallas se puede observar en la figura 5.1.2.

El último paso en el proceso de obtención de los mapas se corresponde con la delineación de las estructuras cartografiadas a partir de los perfiles sísmicos sobre los mapas de isobatas del techo del basamento y del techo del Cretácico. En los siguientes apartados se describe y discute la geometría de las estructuras los dos mapas de isobatas obtenidos.

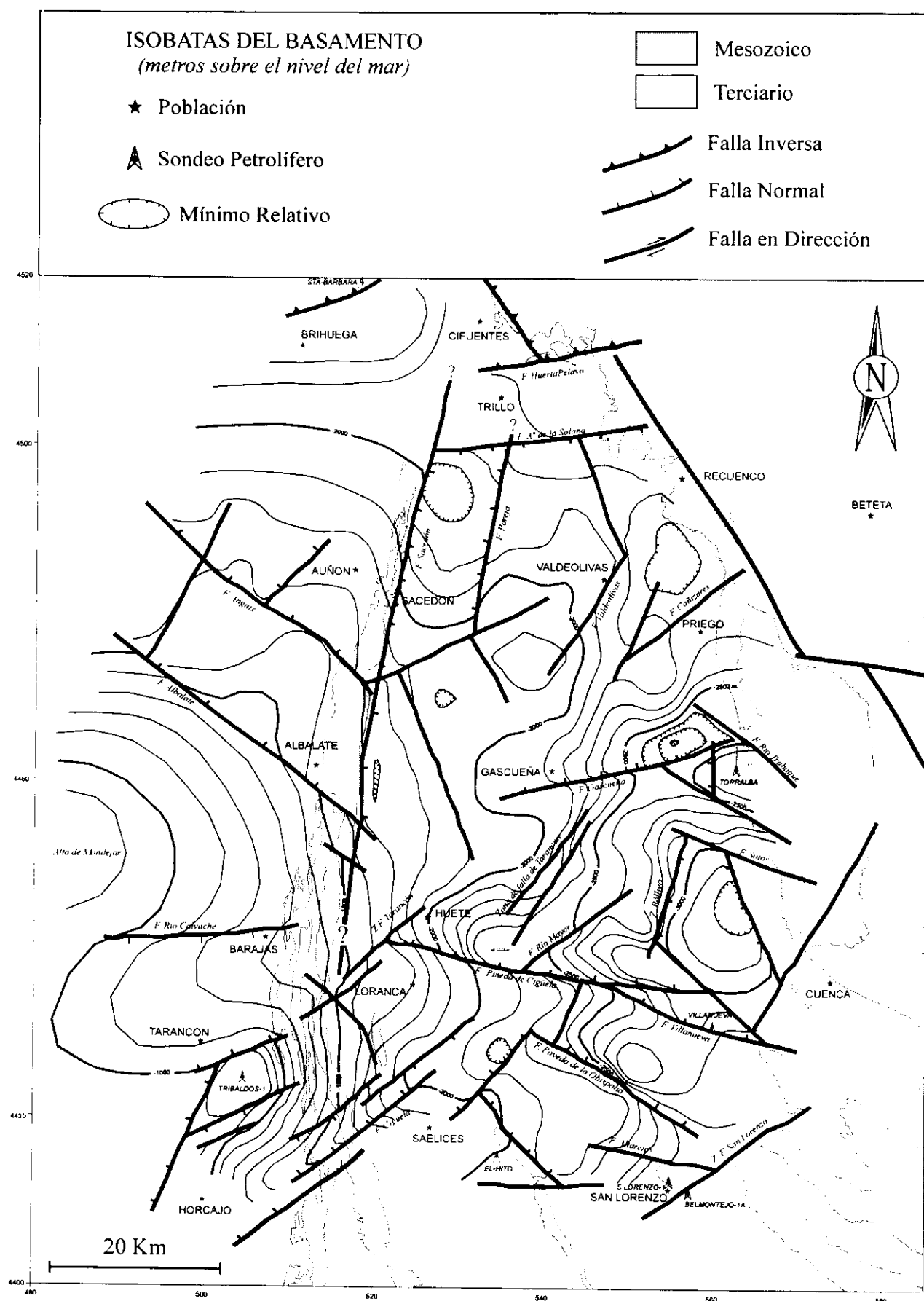


Figura 5.1.3: Mapa de Isobatas del techo del basamento obtenido a partir de los perfiles de sismica de reflexión (en metros sobre el nivel del mar).

5.1.2 - MAPA DE ISOBATAS DEL TECHO DEL BASAMENTO

El mapa de isobatas del techo del basamento en el borde oriental de la cuenca de Madrid presenta unos valores (en metros sobre el nivel del mar) que oscilan entre los -3200 m en el NE de la cuenca de Loranca, y los -700 m en el SE de la cuenca de Madrid, en las proximidades del sondeo de Tribaldos.

Se han distinguido en el basamento una serie de zonas o bloques en función de las características geométricas de la superficie que define el techo del basamento, así como por las estructuras que la afectan: bloques de la cuenca de Madrid, de Valdeolivas y de Cuenca. Estos bloques se encuentran separados entre sí por una serie de fallas, o zonas de falla. A continuación se describen someramente las principales características de cada una de estas unidades, así como la de los límites que las separan

A) Bloque de la Cuenca de Madrid

El techo del basamento de la cuenca de Madrid constituye una superficie bastante plana y presenta, de N a S, una zona deprimida (*depocentro de Brihuega*), un alto estructural (*alto de Mondéjar*), y un suave surco entre Barajas de Melo y Tarancón. Este bloque limita hacia el N con el cabalgamiento NE-SO de Brihuega, detectado en el sondeo de Santa Bárbara, mientras que en el S el límite del bloque lo constituye la *zona de falla de Tarancón* (Capote, 1983). Esta zona de falla consiste en un conjunto de fallas normales de orientación NE-SO que se prolongan desde el S de Tarancón, dentro de la cuenca de Madrid, hacia Huete, Gascuña y Priego, atravesando la cuenca de Loranca (fig. 5.1.3).

La bajada desde el alto de Mondéjar hacia el depocentro de Brihuega se realiza de un modo suave y gradual, con dos pequeños saltos asociados a dos fallas (*Albalate y Anguix*) con componente normal orientadas NO-SE, cuyos bloques hundidos se sitúan hacia el N. Estas dos fallas, además de afectar al basamento, han controlado la sedimentación neógena (Rodríguez Aranda *et al.*, 1995) y los sistemas deposicionales cuaternarios de las terrazas del río Tajo (Giner *et al.*, 1996a). La bajada desde el alto de Mondéjar hacia el S también es muy suave, habiéndose localizado solamente una falla normal de dirección E-O y escaso salto

vertical, en las proximidades de Barajas de Melo (*falla de Calvache*). Gracias a la combinación de los datos de la sísmica de reflexión con los datos gravimétricos, ha sido posible reconstruir la geometría del límite oriental del bloque de la cuenca de Madrid, consistente en una importante falla normal de dirección N-S, localizada justo por debajo de la Sierra de Altomira (*falla de Sacedón*). Esta falla parece extenderse desde el extremo N de la zona de estudio (en las proximidades de Cifuentes) hacia el S, hasta alcanzar la *zona de falla de Tarancón*.

B) Bloque de Valdeolivas

El bloque de Valdeolivas tiene una forma triangular, y la superficie del techo del basamento es bastante plana, con una posición media en torno a los 2000 m bajo el nivel del mar. No obstante este bloque también presenta tres familias de fallas normales en su interior, orientadas según las siguientes direcciones (fig. 5.1.3): N-S (*falla de Pareja*), NE-SO (*fallas de Buendía y de Valdeolivas*) con saltos verticales moderados a bajos que no sobrepasan los 100 m.

Los límites de este bloque presentan orientaciones muy variadas, destacando la *falla de Sacedón* (N-S) al O, la *falla del borde SO de la Cordillera Ibérica* (NO-SE), y la *zona de falla de Tarancón* al S (NE-SO). El límite septentrional de este bloque es complejo, ya que en esta zona convergen las fallas del borde SO de la Cordillera Ibérica y de Sacedón, así como dos importantes fallas de dirección ENE-OSO (fig. 5.1.3). La situada más al S (*falla del Arroyo de la Solana*) presenta un carácter normal, con el bloque hundido situado al S, y cuenta con expresión superficial en el valle de La Puerta. La situada más al N (*falla de Huertapelayo*) tiene un carácter inverso, con el bloque superior situado al N, según se deduce de los datos gravimétricos. Este accidente parece continuarse hacia el E hasta alcanzar el sistema de cabalgamientos de Huertapelayo (Rodríguez Pascua *et al.*, 1994).

C) Bloque de Cuenca

Este bloque se encuentra situado en el interior de la cuenca de Loranca, desde la *zona de falla de Tarancón* hacia el S, y se caracteriza porque el techo del basamento presenta una geometría realmente accidentada debido a la

presencia de numerosas fallas normales. Estas fallas producen importantes saltos en el techo del basamento (de hasta 500 m), y controlan los espesores de las unidades permo-triásicas y jurásicas en el tercio meridional de la zona de estudio. Debido a estas fallas, el techo del basamento presenta una serie de mínimos estructurales, llegando a alcanzar cotas inferiores a los 3000 m bajo el nivel del mar por delante de la Sierra de Bascuñana (fig. 5.1.3).

Las orientaciones de las fallas que afectan al basamento en el interior del bloque de Cuenca son muy variadas, dominando las direcciones NE-SO (*fallas de Gascuña y de San Lorenzo de la Parrilla*) y las ESE-ONO (*falla de Pineda de Cigüela*, fig. 5.1.3).

Los límites meridional y oriental de este bloque caen fuera de la zona de estudio, y deben extenderse hacia el S hasta la *falla del Zancara*, de dirección E-O, y hacia el E hacia la *falla Sur-Ibérica* (Canérot, 1974; Alfaro *et al.*, 1991). El límite septentrional de este bloque con los otros dos definidos anteriormente lo constituye la *zona de falla de Tarancón*, la cual atraviesa toda la zona de estudio con una dirección NE-SO.

5.1.3 - MAPA DE ISOBATAS DEL TECHO DEL CRETÁCICO SUPERIOR

El mapa de isobatas del techo del Cretácico superior, establecido a partir de los perfiles sísmicos de reflexión, presenta una geometría totalmente diferente al mapa de isobatas del techo del basamento, lo que evidencia un despegue generalizado de la cobertera Mesozoico-terciaria del basamento a favor de las facies plásticas del *Keuper*. De este modo, las estructuras dominantes en la cobertera del borde oriental de la cuenca del Tajo, son los cabalgamientos y pliegues asociados, así como fallas en dirección que limitan lateralmente estas estructuras compresivas. Por el contrario, la estructura del techo del basamento está controlada básicamente por fallas normales.

Teniendo en cuenta los mismos criterios que para el mapa de isobatas del techo del basamento, se ha podido establecer una serie de unidades diferentes en función de los rasgos estructurales de la superficie del techo del Cretácico:

✧ Dos estrechos cinturones de pliegues y cabalgamientos situados al O (Sierra de Altomira) y al E (Sierra de Bascuñana) de la cuenca de Loranca.

✧ El sector meridional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica, que consiste en una zona estructuralmente compleja definida por un conjunto de pliegues y cabalgamientos con sentido de vergencia variable.

✧ El sector septentrional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica, que se encuentra caracterizado por presentar interferencias de estructuras de direcciones N-S y ENE-OSO.

✧ Las dos cuencas terciarias de Madrid y de Loranca.

A continuación se van a describir los principales rasgos detectados a partir del análisis de los perfiles sísmicos en estos sectores del borde oriental de la cuenca del Tajo:

A) Sierra de Altomira

Las principales características de la Sierra de Altomira observables en superficie, se han descrito en el capítulo 4 en función de su localización a lo largo del cinturón de pliegues y cabalgamientos (tramos septentrional, central y meridional). Por este motivo, en este apartado se describen exclusivamente las características estructurales reconocibles en profundidad a partir de los mapas de isobatas para cada uno de los sectores definidos en el capítulo anterior:

✧ Sector Septentrional: En el mapa de isobatas se distingue perfectamente la inmersión del techo del Cretácico al N del pueblo de Durón, debido a la amortiguación de la deformación hacia el N de las estructuras compresivas, y a la presencia de una falla normal-direccional NO-SE (*falla de Durón*).

Otro aspecto a destacar es la presencia del anticlinorio de Pareja-La Puerta, subparalelo a la Sierra de Altomira, y cuyo límite meridional es una falla direccional NE-SO (*falla de Buendía*) que se extiende desde el centro de la cuenca de Loranca hasta la *zona de transferencia de Anguix*. Esta falla en dirección constituye una zona de transferencia que, al contrario que las de Anguix y Albalate (cap. 4), no presenta una buena calidad de afloramiento por estar fosilizada por los materiales neógenos más recientes, y cubierta por el embalse de Buendía.

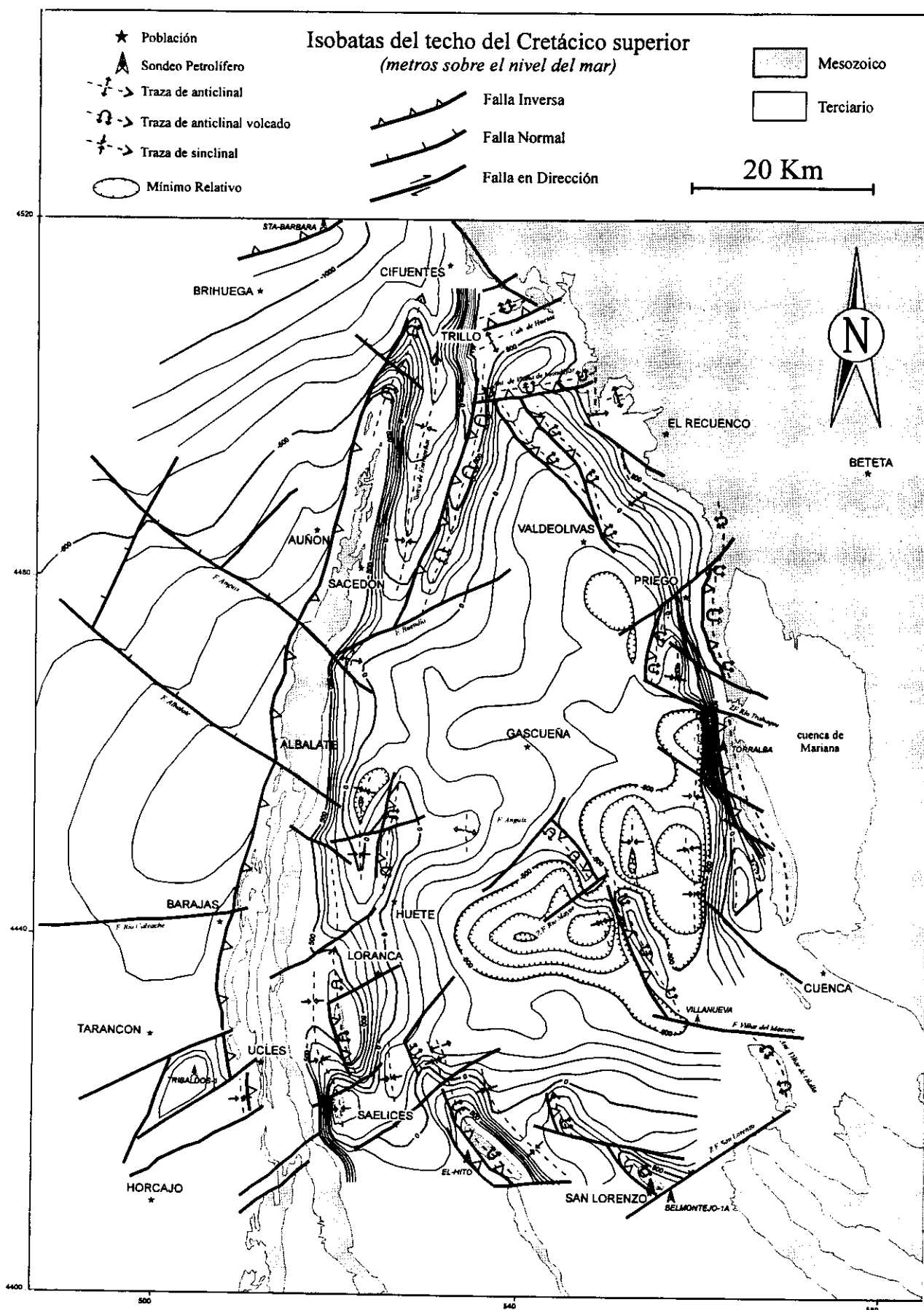


Figura 5.1.4: Mapa de Isobatas del techo del Cretácico superior obtenido a partir de los perfiles de sísmica de reflexión (en metros sobre el nivel del mar).

Entre los dos anticlinorios se sitúa un profundo sinclinal (*surco de Entrepeñas*) que, desde un pequeño umbral situado en su extremo S, presenta una inmersión constante hacia el N, enlazando las cuencas de Madrid y de Loranca.

Por lo que respecta a la falla direccional NO-SE de Anguix, se ha podido comprobar que aunque atraviesa completamente a la Sierra de Altomira, no se introduce más que unos pocos Km hacia el interior de la cuenca de Loranca.

✧ Sector Central de la Sierra de Altomira:

En este sector destaca la presencia de un anticlinal situado al E de la sierra de Altomira (*anticlinal de Huete*) quedando un sinclinal menor entre ambos. También destaca la presencia de un par de fallas oblicuas a la dirección de los pliegues y cabalgamientos N-S, situadas desde la Sierra de Altomira hacia la cuenca de Loranca. Por lo que respecta al flanco occidental de la Sierra de Altomira en este tramo, sólo aparece un accidente transversal (E-O) a la altura de Barajas de Melo (*falla de Calvache*).

B) Sierra de Bascuñana

Consiste en una gran anticlinorio de dirección N-S, que separa la cuenca de Loranca al O de la cuenca de Mariana al E, y que se encuentra dividido en tres tramos bien diferenciados: Priego al N, Torralba y Bascuñana al S. El límite entre estos sectores lo constituyen una importante zona transtensiva entre las dos primeras (*zona de falla de Trabaque*), y una transpresiva entre las dos últimas (*zona de falla de Sotos*).

✧ El Tramo de Priego consta de tres anticlinales principales, siendo el mayor (Priego) el más oriental. Entre los dos anticlinales mayores se desarrolla un sinclinal relativo cuyo límite meridional lo constituye la *zona de falla del río Trabaque*. Este tramo presenta una clara vergencia hacia el O, y bajo el anticlinal de Priego se sitúa un importante cabalgamiento en la cobertera. El contacto entre estas estructuras y la Cordillera Ibérica se realiza a través de una falla direccional dextrosa en la cuenca de Loranca (*falla de Cañizares*), y el sistema de fallas del Hornillo - Río Escabas descrito en el capítulo 4. El contacto con el tramo de Torralba se realiza por medio de una zona transtensiva (*zona de falla del río Trabaque*) NO-SE que se prolonga desde la cuenca de Mariana hasta la cuenca de Loranca.

✧ El Tramo de Torralba presenta una clara geometría sigmoidal, en forma de Z laxa, y vergencia hacia el O. La inflexión entre ambas ramas se debe a la actuación de dos fallas direccionales NE-SO, que conforman una zona transpresiva (*zona de transferencia de Sotos*).

✧ El tramo de Bascuñana Es el que presenta una estructura más compleja, con un anticlinal principal vergente al NE y con otro anticlinal situado al O y vergencia contraria, entre los que aparece un sinclinal menor. El límite S de este tramo lo constituye una zona de falla transtensiva NE-SO (*zona de transferencia de Villalba de la Sierra*), a favor de la cual vuelven a conectar las cuencas de Loranca y de Mariana. Esta zona de transferencia constituye también el límite entre la Sierra de Bascuñana y la Serranía de Cuenca.

C) Sector meridional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica (Mitad meridional de la cuenca de Loranca)

Esta es una zona estructuralmente compleja que se extiende desde el sector meridional de la Sierra de Altomira hacia el E (al S de la *zona de falla de Tarancón*), hasta alcanzar la Cordillera Ibérica. Por el S los límites se sitúan en la *falla del Záncara* (de dirección E-O, situada fuera de la zona de estudio), y la *zona de falla de San Lorenzo de la Parrilla* (NE-SO), que constituye el límite SE entre la cuenca de Loranca y las estribaciones sur-orientales de la Cordillera Ibérica (fig. 5.1.4).

Los principales rasgos estructurales de esta zona son la presencia de algunos anticlinales asociados a cabalgamientos, y sinclinales entre ellos, cuyas trazas sufren una rotación antihoraria progresiva desde una dirección N-S en las proximidades de la Sierra de Altomira, a NO-SE hacia la Cordillera Ibérica. Esta rotación en las orientaciones de las estructuras compresivas se realiza de una manera escalonada, y está favorecida por la actuación de fallas transversales y oblicuas de direcciones NE-SO y ESE-ONO que presentan movimientos en dirección y normales. Estas fallas actúan como verdaderos “*transfers*” de los cabalgamientos, y controlan tanto su extensión lateral, como los sentidos de vergencia de los mismos.

Algunos de estos anticlinales afloran en superficie (*anticlinales de Zafra de Záncara, El Hito, Villar de Olalla*), mientras que otros son

cabalgamientos ciegos ("*blind thrusts*") que sólo se han podido detectar gracias a los perfiles sísmicos (*anticlinales de La Ventosa y de Villar del Maestre*).

Situados entre los anticlinales aparecen una serie de depocentros relativos de las cuencas terciarias, cuyos límites están constituidos por los cabalgamientos o flancos de los anticlinales, y por las zonas de transferencia de los mismos. El ejemplo más espectacular lo constituyen los cabalgamientos subparalelos de La Ventosa y Villar del maestre, con vergencias contrarias y sinclinales asociados, y que se encuentran separados por la *zona de transferencia del Río Mayor*, de dirección NE-SO (fig. 5.1.4).

Es de destacar que las zonas de transferencia desarrolladas en la cobertera se sitúan sobre fallas normales del basamento, si bien la correspondencia no es biunívoca, ya que no todas las fallas del basamento presentan zonas de transferencia asociadas. Así, las importantes fallas normales E-O que afectan al basamento (*fallas de Gascuña o de Villar de Pineda de Cigüela*) no constituyen zonas de transferencia en la cobertera, lo que debe estar relacionado con factores mecánicos y dinámicos (orientación y resistencia al movimiento respecto a un campo de esfuerzos determinado).

D) Sector septentrional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica

Esta zona, estructuralmente compleja, presenta como característica principal la confluencia de estructuras con tres direcciones principales (fig. 5.1.4):

✧ Pliegues y cabalgamientos N-S: La estructura principal es el anticlinorio de Pareja-La Puerta-Trillo, cuyo extremo septentrional se sitúa al N de Trillo, y cuya vergencia es hacia el O en el tramo Pareja - La Puerta, y hacia el E en su extremo septentrional.

✧ Pliegues, cabalgamientos y fallas direccionales NO-SE, situados al N de Valdeolivas,

y en los afloramientos mesozoicos de la Cordillera Ibérica. Los cabalgamientos presentan una vergencia hacia el SO, mientras que las fallas direccionales presentan una ligera componente normal y sentido de movimiento dextroso, tal y como se puede observar en las proximidades de Peralveche.

✧ Pliegues y cabalgamientos orientados según ENE-OSO, desde las proximidades de La Puerta (*anticlinal de Viana de Mondéjar*) hacia el N. Presentan una vergencia general hacia el S, y el más importante es el *anticlinal de Huetos*.

La superposición de estas familias de pliegues genera figuras de interferencia en domos y cubetas (tipo 2 de Ramsay, 1967), que afectan a todos los materiales mesozoicos y terciarios, incluidos los del Mioceno superior, lo que indica una actividad tectónica relevante hasta periodos muy recientes.

Por lo que respecta a la edad relativa de estas estructuras, los pliegues de dirección ENE-OSO deforman claramente a los N-S y a los NE-SO, mientras que no están claras sus relaciones con las fallas direccionales dextrosas NE-SO que aparecen en la Cordillera Ibérica.

E) Mitad septentrional de la Cuenca de Loranca

A diferencia de lo que sucede desde la *zona de falla de Tarancón* hacia el S, la mitad septentrional de la cuenca de Loranca tiene una base inferior muy plana de forma triangular con una posición del techo del Cretácico superior carbonatado que oscila entre los 0 y los 300 m bajo el nivel del mar. Las únicas estructuras que aparecen son dos fallas direccionales NE-SO (*fallas de Buendía y de Cañizares*), y dos pliegues asociados a cabalgamientos subparalelos al borde de la Cordillera Ibérica en el extremo NE de la cuenca. El depocentro relativo de la cuenca de Loranca en este sector se sitúa por delante de los cabalgamientos de la Sierra de Bascuñana, al O de Priego, alcanzándose los 400 m bajo el nivel del mar.

5.2 - ANÁLISIS DE LA GRAVIMETRÍA

5.2.1 - DATOS UTILIZADOS Y CARACTERÍSTICAS DE LA MODELIZACIÓN GRAVIMÉTRICA

El estudio gravimétrico ha consistido en la realización de tres modelos gravimétricos en 2+½D para los que se han utilizado los valores de anomalía de Bouguer procedentes del *Mapa Gravimétrico del Centro Peninsular* (PB94-0242 de la DGICYT, dirigido por D. J.F. Bergamín, del departamento de Geodinámica, U.C.M.). Estos modelos se han realizado en la mitad septentrional del área de estudio, dado que no se dispone de datos más al S. No obstante, esta zona de estudio presenta muy buenos afloramientos en superficie, y es un área estructuralmente compleja, con problemas de interpretación de los perfiles sísmicos (Querol, 1989) por lo que el uso de la gravimetría está claramente justificado. En la Tabla 5.2 se muestran las principales características de los modelos, y en la figura 5.1 la localización de los perfiles realizados.

En la modelización gravimétrica se ha partido de los cortes geológicos elaborados a partir de datos de superficie, así como de los perfiles de sísmica de reflexión, los cuales limitan los posibles modelos de densidades que satisfacen la anomalía gravimétrica. Las unidades litoestratigráficas que existen en la zona se han agrupado en una serie de cuerpos a los que se ha asignado un valor de densidad que representa un valor medio ponderado obtenido a partir de medidas de densidad de muestras de las diferentes litologías recogidas en la zona (Campos, 1986; Perucha *et al.*, 1995). El proceso de modelización se ha realizado en 2 + ½ D mediante el programa GM-SYS 6.01 (1992), y los cuerpos diferenciados, con las litologías y densidades respectivas, se muestran en la Tabla 5.3.

Para la realización de los modelos, se interpolaron los valores de anomalía de Bouguer a lo largo de los tres perfiles con un espaciado de 2 Km y un radio de búsqueda de 4 Km. De este modo, se ha calculado el valor de anomalía de Bouguer en cada estación a lo largo del perfil, así como la desviación media en el cálculo de la medida. Por lo que respecta a la cota de cada punto del perfil, se ha calculado interpolando los valores de cota de las estaciones de medida de la gravimetría del mismo modo que el valor de anomalía de Bouguer. La longitud de las alas laterales de los modelos gravimétricos es de 20 Km en los modelos II y III, y de 10 Km en el modelo I, debido a la presencia de estructuras laterales más cercanas que en los otros dos perfiles. Los modelos se han realizado fijando, en primer lugar, los bloques de materiales terciarios y mesozoicos, un basamento homogéneo con una posición máxima de profundidad estimada a partir de los perfiles sísmicos de reflexión.

La posición de los tres modelos realizados se ha elegido transversalmente a las principales estructuras observadas en superficie y en los perfiles sísmicos, y los objetivos planteados fueron los siguientes:

✧ Definir la estructura en profundidad del sector septentrional de enlace entre las cuencas de Madrid y de Loranca, de la sierras de Altomira y Bascañana.

✧ Investigar la estructura del basamento por debajo de los cinturones de deformación desarrollados en la cobertera, y comprobar si éste estaba afectado por la deformación compresiva.

✧ Investigar la naturaleza del basamento en el borde oriental de la cuenca del Tajo.

Tabla 5.2: Características de los tres perfiles modelizados con gravimetría.

PERFIL	Nº de Estaciones	Longitud del Perfil (Km)	Nº de medidas	Longitud de las alas (Km)	Puntos / estación ± d.s.	Valor mín. anomalía (mGals)	Valor máx. Anomalía (mGals)	ERROR (mGals)
I	11	20	48	10	4.36 ± 1.43	-90.28	-75.54	0.35
II	23	44	75	20	3.26 ± 1.09	-98.40	-74.84	0.77
III	40	78	168	20	4.20 ± 1.50	-101.34	-76.25	0.82

Tabla 5.3: Cuerpos diferenciados en la modelización gravimétrica, con sus litologías y densidades respectivas.

LITOLOGÍA	EDAD	DENSIDAD
arcillas, arenas, conglomerados, yesos, calizas	Neógeno	2.4 gr/cm ³
arcillas, arenas, conglomerados	Paleógeno	2.5 gr/cm ³
calizas, dolomías, margas	Jurásico y Cretácico	2.55 gr/cm ³
arcillas, yesos, arenas, conglomerados	Triásico	2.65 gr/cm ³
gneises y granitos	Basamento cristalino	2.7 gr/cm ³
pizarras y cuarcitas	Sedimentos Paleozoicas	2.8 gr/cm ³

5.2.2 - MODELO GRAVIMÉTRICO I (Fig. 5.2.1)

Presenta una dirección NNO-SSE, tiene una longitud de 20 Km, y se extiende desde el límite oriental de la cuenca de Madrid, a la altura de Cifuentes, hasta la cuenca de Loranca, al S del valle del arroyo de La Solana. Este perfil cruza transversalmente las principales estructuras de dirección N70E que caracterizan el límite septentrional de la cuenca de Loranca. Los datos y características del modelo I se muestran en la Tabla 5.2.

A) Descripción de los datos

La curva de anomalía observada (fig. 5.2.1) se caracteriza por presentar un gradiente acusado desde un valor mínimo de -86 mGals en el extremo N, hasta la mitad del modelo hacia el S. A partir de este punto, la curva de anomalía se dispone aproximadamente constante, entorno a un valor medio de -78 mGals.

El corte geológico inicial a partir del cual se ha realizado la modelización gravimétrica, está apoyado por los perfiles sísmicos T-10 y T-4, que fijan, de un modo bastante bien definido, la posición de la cobertera mesozoico-terciaria y del basamento en la cuenca de Loranca. Por el contrario, hacia el N del modelo, tanto la posición de la cobertera mesozoica como del basamento, aparecen peor definidas. Esto es así debido a la presencia de estructuras oblicuas al modelo y la cercanía de la Cordillera Ibérica, que genera numeroso ruido en el perfil sísmico T-11.

B) Realización del Modelo

La principal característica de la curva de anomalía es un gradiente con una alta semilongitud de onda ($\lambda/2$) desde el extremo N del perfil hasta la

mitad del mismo, donde se estabiliza en un valor próximo a los -78 mGals.

Los primeros bloques fijados en la realización del modelo fueron los correspondientes al basamento y cobertera en el extremo S, donde se disponía de datos sísmicos fiables, así como la estructura superficial de la cobertera en la mitad septentrional, donde se tenía un control estructural (*anticlinal de Huetos*). Por lo que respecta a la naturaleza y geometría del basamento, en primer lugar se supuso estructura suavemente inclinada hacia el N con un basamento homogéneo. Esta primera aproximación no explicaba el gradiente tan acusado en la curva de la anomalía, y suponía, además, unos valores de espesores de materiales Triásicos demasiado elevados.

Por otra parte, la posición de este gradiente en el perfil se correlaciona con un gradiente muy importante de dirección N70E a E-O detectado en el *Mapa Gravimétrico del Centro Peninsular* (PB-0242) que se corresponde con una zona de cabalgamientos de la cobertera vergentes hacia el S (*sistema de cabalgamientos de Huertapelayo*; Rodríguez Pascua *et al.*, 1994).

Los únicos datos sobre la naturaleza del basamento en la zona de estudio lo constituyen la interpretación de los datos aeromagnéticos y los sondeos de petróleo (Tabla 5.4), que sugieren la presencia de rocas graníticas o gnéissicas en la cuenca de Madrid, y de pizarras y cuarcitas paleozoicas en la Cordillera Ibérica (Querol, 1989). Este hecho, unido a que en los otros dos modelos también había un gran máximo de anomalía en la cuenca de Loranca, condujo a diferenciar dos cuerpos en el basamento con densidades de 2.7 gr/cm³ (gneises y granitos) y 2.8 gr/cm³ (pizarras y

Tabla 5.4: Tabla de sondeos profundos que alcanzan el basamento en la zona oriental de la cuenca del Tajo, y litologías descritas en los mismos (ITGE, 1987).

SONDEO	COTA (m.s.n.m.)	LITOLOGÍA
Tielmes	-1.028	Granito
Belmontejo - 1A	-2.550	Arcillas y Pizarras
El Hito - 1	-1.713	Pizarras y cuarcitas
Tribaldos - 1	-656	Granito
Torralba - 1	-2.520	Gneises
Santa Bárbara	-2.096	Gneises

cuarcitas paleozoicas). Para modelizar el contacto entre estos dos cuerpos, en primer lugar se supuso una estructura sinclinal, con las pizarras en el núcleo y el flanco N ocupado por los granitos, pero la anomalía calculada presentaba un gradiente demasiado suave. En una segunda opción se modelizó un contacto neto subvertical, que proporcionaba un mejor ajuste que la estructura sinclinal. El ajuste definitivo se hizo variando levemente la inclinación del contacto, así como la posición de cota de los granitos en el lado N del contacto.

Por lo que respecta a las variaciones menores de alta frecuencia que aparecen sobre la curva de anomalía, se modelizaron mediante estructuras anticlinales en la cobertera en cuyo núcleo se disponen los materiales triásicos, tal y como sugerían los datos de superficie y de los perfiles sísmicos. De este modo se consiguió un ajuste bueno de la curva, que aunque tiene un valor de error muy bajo (0.35 mGals, 0.031 mGals/estación), es proporcionalmente mayor que el de los otros dos modelos realizados.

Este mayor grado de error relativo puede ser debido a la presencia de estructuras oblicuas, así como a que el límite septentrional del modelo es una zona de gradiente regional.

C) Interpretación

La geometría resultante del modelo I y el corte geológico interpretado (fig. 5.2.1) presenta una cobertera mesozoico-terciaria despegada del basamento a favor de los materiales triásicos en facies *Keuper*. El basamento presenta dos bloques diferenciados separados por una importante falla subvertical con ligera componente inversa y un salto de unos 300 m, situada justo por debajo del mayor anticlinal desarrollado en la cobertera. En el bloque N de la falla la naturaleza del basamento es granítica o gnéssica, tal y como sugieren trabajos previos realizados en el NE de la cuenca de Madrid (Bergamín *et al.*, 1993; Bergamín y Tejero, 1994). Por el contrario, en el bloque S de la falla el basamento situado por debajo de la cuenca terciaria de Loranca presenta una naturaleza más densa, y ha sido interpretado como formado por pizarras y cuarcitas paleozoicas.

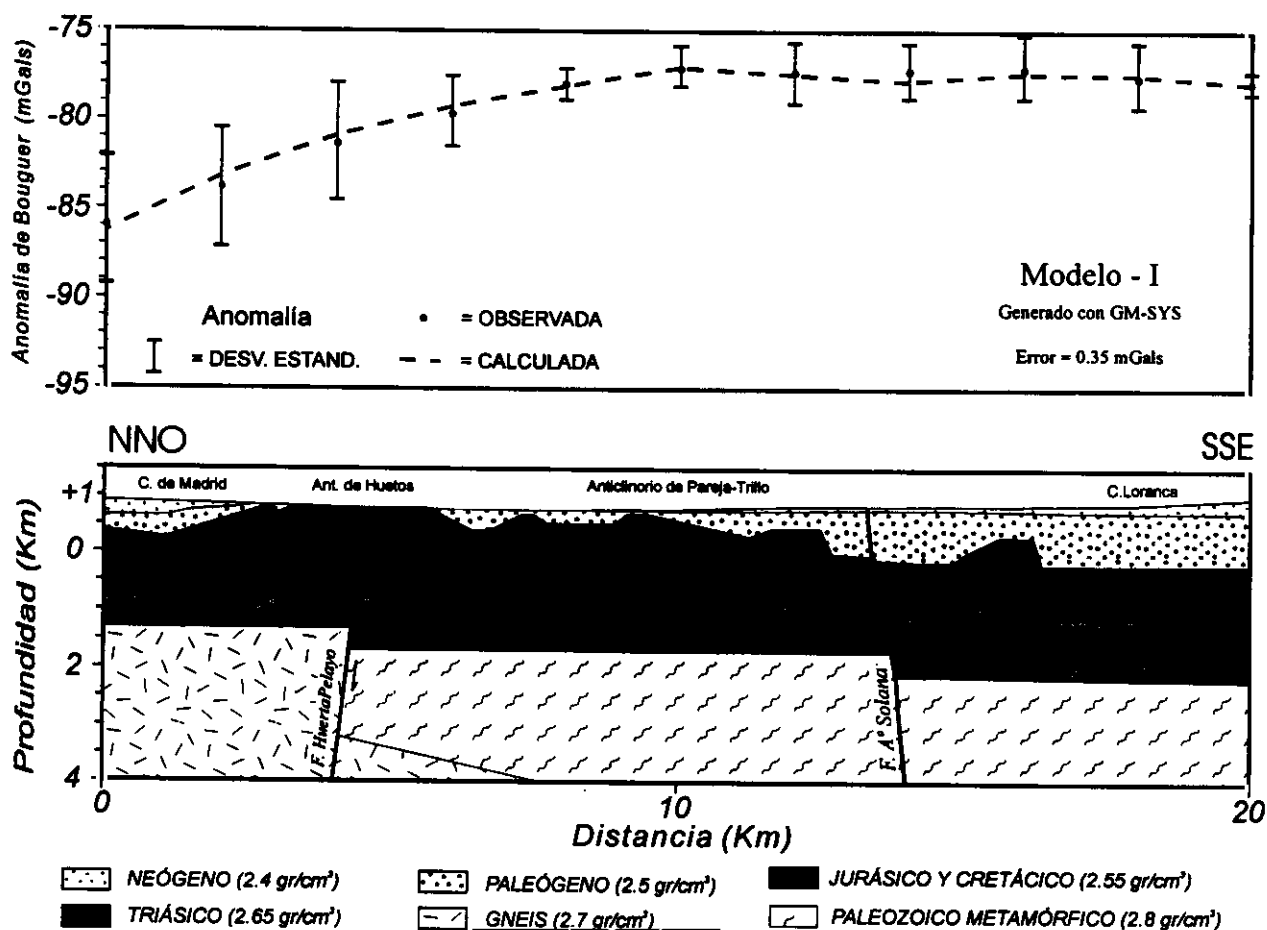


Figura 5.2.1: Modelo gravimétrico I y corte geológico interpretado. La localización se muestra en la figura 5.1.

La geometría de este bloque presenta otro escalón importante interpretada como una falla normal con expresión superficial en el valle del arroyo de La Solana. Esta falla limita una zona compleja en la cobertera (entre este valle y el anticlinal de Huetos) que se corresponde con zonas de interferencia de pliegues de dirección N-S (dirección *Altomira*) deformados por otros de dirección N70E (dirección *Guadarrama*).

La estructura de la cobertera está formada por un anticlinal mayor con vergencia hacia el S (Huetos), y una serie de anticlinales menores situados más al S, algunos de los cuales presentan vergencias contrarias en el corte interpretado. Estos pliegues de dirección N-S vergentes al O (anticlinal de Trillo) son la continuación septentrional del anticlinorio de Pareja-La Puerta. La cobertera, en general, disminuye progresivamente de cota según se amortigua la deformación hacia el S de Huetos, hasta el último anticlinal de dirección N70E detectado en la cuenca de Loranca, situado al S de Viana de Mondéjar. Este anticlinal puede considerarse como el límite meridional de las macroestructuras relacionadas con la génesis del Sistema Central en el interior de la cuenca de Loranca.

El contacto entre la cuenca de Madrid y la de Loranca se caracteriza por presentar una geometría compleja en la cobertera, con interferencias de pliegues de direcciones N-S y N70E, siendo dominantes los de dirección N70E y vergencia hacia al S. Por lo que respecta al basamento, éste presenta dos bloques principales separados por una falla inversa de alto buzamiento (*falla de Huertapelayo*) que eleva un bloque situado al N de naturaleza granítica o gnéissica respecto a los materiales metamórficos más densos situados al S, y supone un aumento brusco de los materiales Permo-triásicos en el bloque de la cuenca de Loranca.

5.2.3 - MODELO GRAVIMÉTRICO II (fig. 5.2.2)

El modelo gravimétrico II se prolonga desde la cuenca de Madrid hasta el borde de la Cordillera Ibérica, atravesando la Sierra de Altomira y el anticlinorio de Pareja-La Puerta a la altura del pueblo de Pareja. El modelo presenta una dirección general N95E en su mitad occidental, y en la cuenca de Loranca gira hasta disponerse según NE-SO, transversalmente a las estructuras de la

misma dirección que se pueden observar en superficie y en los perfiles sísmicos. Tanto el modelo como el corte geológico de partida se disponen paralelos al perfil sísmico T-4, y son cruzados por el T-21 en la cuenca de Madrid y por el T-9 en la parte central de la cuenca de Loranca (fig. 5.1).

A) Descripción de los datos

Para la construcción del modelo se han utilizado 75 estaciones de medida de gravimetría y cota, que se han interpolado con el método inverso de la distancia al cuadrado sobre un perfil de 44 Km, con un intervalo de 2 Km entre punto y punto. Los valores máximos y mínimos de anomalía de Bouguer, y otros datos del modelo se pueden observar en la Tabla 5.2.

La curva de anomalía de Bouguer observada (fig. 5.2.2) presenta una zona de valor máximo situada en el centro del perfil, que enlaza mediante dos gradientes hacia zonas con valores más bajos de anomalía situados al O (cuenca de Madrid) y al E (Cordillera Ibérica). De estos dos gradientes es más acusado el occidental, que hace bajar el valor de anomalía hasta valores próximos a -100 mGals. Por lo que respecta al gradiente oriental, además de ser menos acusado, alcanza un valor más homogéneo en torno a los -83 mGals en el borde de la Cordillera Ibérica.

El rasgo principal de la curva de anomalía lo constituye un máximo de gran longitud de onda ($\lambda/2 \approx 26$ Km) y una semi-amplitud de unos 20 mGals. Sobre este máximo central se disponen una serie de anomalías de mayor frecuencia ($\lambda/2$ entre 4 y 6 Km) que modifican ligeramente la geometría de la curva de anomalía observada, y que se deben corresponder con efectos causados por fuentes gravimétricas más superficiales.

B) Realización del Modelo

Dada la calidad de los datos sísmicos en las cuencas de Loranca y de Madrid, los primeros bloques que se fijaron fueron el basamento y la cobertera mesozoica en las dos cuencas, a los que se añadieron los datos de los afloramientos mesozoicos en la Sierra de Altomira, el anticlinorio de Pareja y en el borde SO de la Cordillera Ibérica.

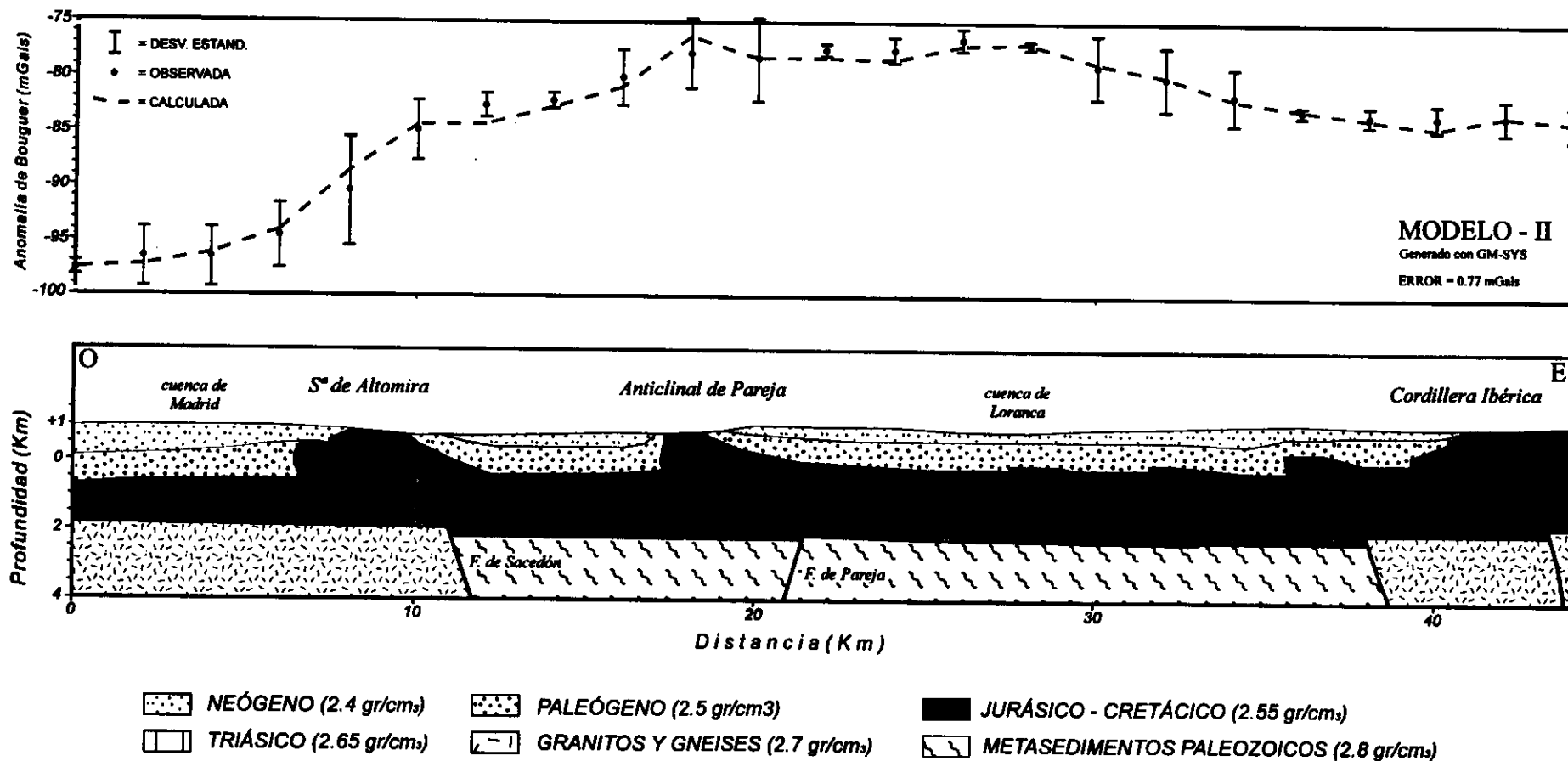


Figura 5.2.2: Modelo gravimétrico II y corte geológico interpretado. La localización se muestra en la figura 5.1.

En una primera aproximación se supuso un basamento homogéneo ($\delta = 2.74 \text{ gr/cm}^3$), con una variación gradual entre la cota que presenta éste en la cuenca de Madrid y en la de Loranca. A esta geometría se le superpuso una cobertera cuya geometría está bien constreñida en las cuencas, estimando una estructura de anticlinal adosado a un cabalgamiento para los dos anticlinorios. El resultado que se obtuvo tenía un notable desajuste de unos 10 mGals entre las curvas observadas y calculadas sobre la cuenca de Loranca. Dado que el desajuste presentaba una gran longitud de onda (que implica fuentes gravimétricas profundas), y teniendo en cuenta los datos aeromagnéticos y los sondeos, se diferenciaron dos bloques en el basamento: uno de naturaleza granítica-gnéisica ($\delta = 2.7 \text{ gr/cm}^3$) y otro formado por pizarras y sedimentos paleozoicos ($\delta = 2.8 \text{ gr/cm}^3$).

La geometría entre estos dos tipos de basamento se asimiló en principio a un gran sinclinal en cuyo núcleo se disponían las pizarras sobre el basamento granítico, y cuyo eje estaba situado en la cuenca de Loranca. Sin embargo, la geometría de la anomalía hacía necesario aumentar mucho el buzamiento de los contactos, hasta alcanzar valores de entre 75 y 80° , siendo además necesario que ambos límites entre los dos tipos de basamento buzaran hacia el E. Con esta disposición del basamento, el modelo presentaba un buen ajuste del máximo central.

Por otra parte, los valores de anomalía del mínimo oriental del modelo ajustaban mejor con un adelgazamiento de la serie permo-triásica al oeste del contacto, y la geometría del gradiente mejoraba notablemente si la diferencia de cota entre el basamento en la cuenca de Loranca y la de Madrid deducida de los perfiles sísmicos (unos 300 m) se ajustaba en un salto vertical en la zona de contacto. El contacto con la Cordillera Ibérica está marcado por otra bajada en el valor de la anomalía observada, que se ha hecho coincidir con un basamento de naturaleza gnéisica, tal y como sugiere el sondeo de Torraja-1 (Querol, 1989).

Las anomalías positivas de alta frecuencia observadas se encuentran claramente relacionadas con la presencia de anticlinorios en la cobertera mesozoica. De éstas, la más importante es la situada sobre la Sierra de Altomira, la cual presenta una mayor semilongitud de onda ($\lambda/2$) que la correspondiente al anticlinorio de Pareja. Estos datos coinciden con la menor complejidad y salto vertical observado en superficie y en los perfiles

sísmicos en el anticlinorio de Pareja-La Puerta. La estructura que mejor ajusta a los datos gravimétricos para la Sierra de Altomira consiste en dos anticlinales imbricados, en los que el más oriental superpone un núcleo de materiales triásicos sobre el anticlinal más occidental. Otro aspecto importante es el aumento del espesor de los materiales neógenos en la cuenca de Madrid respecto a la cuenca de Loranca.

El contacto entre la cuenca de Loranca y la Cordillera Ibérica en este perfil está definido por una serie de anticlinales menores que dan paso a un cabalgamiento de la cobertera. No obstante, en el *Mapa Gravimétrico del Centro Peninsular* se puede observar la continuación de la bajada en el valor de la anomalía hacia las zonas axiales de la Cordillera Ibérica. Dado que el origen de ese mínimo gravimétrico está aún en discusión (por ejemplo la presencia y tamaño de las raíces corticales bajo la Cordillera Ibérica; Salas y Casas, 1993), la fiabilidad del extremo oriental del modelo está condicionada por la geometría del límite y estructura cortical de la Cordillera Ibérica. Por el contrario los datos geofísicos y sondeos en la cuenca de Madrid otorgan mucha fiabilidad a las estructuras del borde occidental del modelo (Querol, 1989; ILHIA, 1993; Pérez Agudo, 1995).

El valor de error final obtenido en el modelo II es muy bajo (0.77 mGals, 0.033 mGals / estación), y es de destacar el buen ajuste que presenta en las dos cuencas terciarias, donde es mínima la desviación estándar en la interpolación del valor de anomalía. Los mayores desajustes se producen en las zonas donde peor definida está la curva, pero existe una buena correlación de frecuencia y amplitud entre las anomalías de alta frecuencia observadas y las calculadas.

C) Interpretación

El corte geológico interpretado a partir del modelo gravimétrico (fig. 5.2.2) presenta una estructura típica de un cinturón de pliegues y cabalgamientos de piel fina, con un despegue generalizado de la cobertera mesozoica sobre el basamento a favor de los materiales triásicos.

El basamento presenta tres bloques bien diferenciados: el más occidental (bloque de la cuenca de Madrid) se corresponde con materiales gnéisicos y graníticos que se extienden desde debajo de la Sierra de Altomira hacia el interior de

esta cuenca, presentando una geometría realmente plana. Este bloque contacta mediante una falla normal de alto buzamiento (*falla de Sacedón*) con un bloque compuesto por materiales metamórficos paleozoicos más densos situado por debajo de la cuenca de Loranca. Esta falla se localiza por debajo de la Sierra de Altomira, justo en la mitad del flanco trasero de la misma, y supone un aumento importante de la serie permo-triásica desde su posición hacia el E. Esta falla no presenta indicios de haber sido invertida durante la deformación compresiva que generó la Sierra de Altomira, pero tanto su posición como su traza paralela a los cabalgamientos desarrollados en la cobertera, sugieren la idea de que puede haber jugado un papel importante respecto a la nucleación de la deformación compresiva terciaria.

La geometría del bloque de basamento de la cuenca de Loranca es algo más accidentada que la del bloque de la cuenca de Madrid, debido a la presencia de algunas fallas normales con saltos moderados. No obstante, la topografía del basamento presenta una suave inclinación hacia el E hasta alcanzar los mayores valores de profundidad en el borde oriental de la cuenca de Loranca, donde limita mediante una falla inversa de alto buzamiento con otro bloque de naturaleza granítica o gnéissica. El movimiento inverso de esta falla puede interpretarse como debido un proceso de inversión tectónica positiva durante la compresión Oligocena que estructuró la mayor parte de la Cordillera Ibérica (Álvaro *et al.*, 1979; Guimerá y Álvaro, 1990; Salas y Casas, 1993), o bien relacionarse con los movimientos transpresivos descritos para la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica durante el Neógeno (De Vicente, 1988; Rodríguez Pascua *et al.*, 1994).

Por lo que respecta a la estructura que se deduce para la cobertera, esta presenta dos anticlinorios (Sierra de Altomira y anticlinorio de Pareja), con fuerte vergencia hacia el O. En la Sierra de Altomira el anticlinorio está formado por dos anticlinales mayores imbricados entre sí en cuyos núcleos se sitúan los materiales triásicos, apareciendo duplicada la serie mesozoica. El cabalgamiento frontal se resuelve mediante un anticlinal que no llega a florar en superficie, mientras que el más oriental tiene un flanco delantero que cabalga al anticlinal frontal (fig. 5.2.2). El anticlinorio de Pareja tiene una estructura menos complicada, con un único anticlinal mayor con materiales triásicos en el núcleo asociado a un cabalgamiento ciego.

Sin embargo, en este caso no hay una duplicación total de la serie mesozoica. En el resto de la cuenca de Loranca tan solo aparecen algunos pliegues menores interpretados como pliegues de despegue menores (Jamison, 1987). Por último, en el borde de la Cordillera Ibérica aparece una serie de cabalgamientos imbricados que duplican la serie mesozoica, cobijándose ésta por debajo de los materiales triásicos.

5.2.4 - MODELO GRAVIMÉTRICO III (fig. 5.2.3)

Este modelo es el que presenta una mayor longitud (78 Km), y se extiende desde el centro de la cuenca de Madrid hasta la cuenca de Mariana, a través de las sierras de Altomira y Bascuñana. El perfil discurre paralelo a las líneas sísmicas T-16 y T-5, y está cortado por la T-21 en la cuenca de Madrid y por la T-9 en el centro de la de Loranca. Dado el buen apoyo geofísico, unido a que se trata de una sección con muy buena calidad de afloramientos, tanto en la Sierra de Altomira (corte de Entrepeñas), como en la de Bascuñana (estrecho de Priego), es el modelo que presenta una mayor fiabilidad. El modelo III es una mejora de otro realizado anteriormente por Perucha *et al.* (1995) que supuso la base de la interpretación conjunta de los datos gravimétricos y sísmicos en el borde oriental de la cuenca del Tajo.

A) Descripción de los Datos

La curva de anomalía observada se ha calculado a partir de 168 datos dispuestos a lo largo de una banda de 82*4 Km centrada en el perfil (fig. 5.1). La anomalía de Bouguer observada presenta unos valores de entre -79.88 mGals y -98.02 mGals, observándose en el perfil un máximo central situado sobre la cuenca de Loranca con una semilongitud de onda ($\lambda/2$) de 40 Km que enlaza, mediante dos gradientes acusados, con dos mínimos relativos situados al E y al O. El mínimo relativo situado al O se encuentra limitado, a su vez, por otro gradiente positivo hasta unirse con otro máximo gravimétrico situado en el centro de la cuenca de Madrid. Sobre esta tendencia general se distinguen una serie de máximos y mínimos de mayor frecuencia ($\lambda/2$ entre 4 y 6 Km) situados sobre el gradiente occidental de la anomalía positiva, así como en el extremo oriental de la curva de anomalía (fig. 5.2.3).

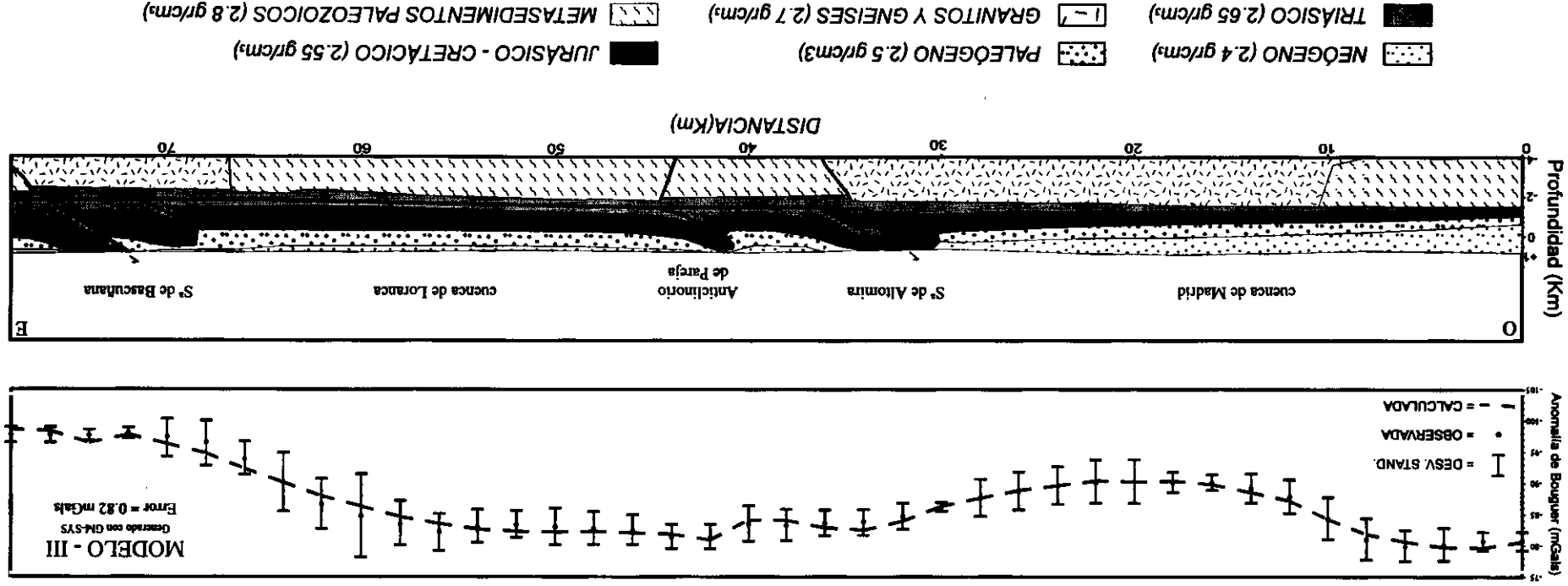


Figura 5.2.3: Modelo gravimétrico III y corte geológico interpretado. La localización se muestra en la figura 5.1.

B) Realización del Modelo

El primer modelo se construyó fijando los bloques asimilados a los materiales terciarios y mesozoicos, así como un basamento de densidad homogénea ($\delta = 2.74 \text{ gr/cm}^3$) en las posiciones obtenidas a partir de los perfiles sísmicos y de los datos superficiales. Este primer modelo de partida era muy fiable hasta una profundidad de 3 Km por debajo de la superficie, pero los resultados del mismo indicaban unas discrepancias muy importantes entre la anomalía observada y la calculada. Además, la longitud de onda de las anomalías no correspondía a variaciones en la forma de los cuerpos en superficie, sino a efectos gravitacionales de fuentes más profundas. Tal y como ya se ha descrito en los modelos anteriores, fue necesario diferenciar dos tipos de basamento diferentes: un cuerpo de densidad 2.7 gr/cm^3 constituido por gneises y granitos, y otro de densidad 2.8 gr/cm^3 asimilado a pizarras y materiales metamórficos paleozoicos.

De este modo, la presencia de un valor alto de anomalía en el centro de la cuenca de Madrid (límite occidental del modelo) se justifica por el acunamiento de las unidades mesozoicas hacia el O, así como por la presencia de un núcleo de pizarras de densidad más elevada por debajo de la cobertera mesozoico-terciaria, que ya ha sido detectada por otros autores en el NE de la cuenca de Madrid (Bergamín *et al.*, 1993; Bergamín y Tejero, 1994). Para explicar la anomalía de la cuenca de Loranca fue necesaria, al igual que en el modelo II, la presencia de un contacto neto entre los gneises y/o granitos de la cuenca de Madrid y un cuerpo de densidad elevada situado por debajo del Triásico en la mayor parte de la cuenca de Loranca. Este contacto se corresponde, además, con un aumento importante del espesor de los materiales permotriásicos hacia el E, y está situado justo por debajo de la Sierra de Altomira (fig. 5.2.3).

Por lo que respecta a la inflexión de la curva de anomalía situada al O de Priego, ha sido necesario introducir un cuerpo de menor densidad de carácter gnéisico, tal y como sugiere el sondeo de Torralba-1 situado más al S en la Sierra de Bascuñana (fig. 5.1). La estabilización del valor de la anomalía en el extremo E del modelo, unido a la presencia de un importante cabalgamiento en superficie (Priego), sugirió la idea de que este cabalgamiento podía continuarse en profundidad, superponiendo materiales densos (pizarras) sobre los gnéisicos, ya que los afloramientos paleozoicos

hacia el E en la cordillera Ibérica están formados por pizarras (fig. 5.2.3).

El error que se obtiene en el ajuste final del modelo III es 0.82 mGals, extraordinariamente bajo dado la longitud del mismo, lo que unido a su buen apoyo en datos sísmicos y estructurales, hace que los resultados del mismo sean los más fiables de los tres modelos realizados. Al igual que sucede en los otros dos modelos, los menores valores de desviación se encuentran donde mejor definida está la anomalía observada, lo que también sugiere una alta fiabilidad en el mismo.

C) Interpretación

El corte geológico interpretado a partir del modelo gravimétrico (fig. 5.2.3) presenta una estructura muy similar a la descrita en el modelo II, conservando la geometría de un cinturón de pliegues y cabalgamientos *de piel fina*, con un despegue generalizado de la cobertera mesozoico-terciaria a favor un nivel de despegue situado en el Triásico. No obstante, se pueden distinguir una serie de diferencias entre ambos, entre las que destacan las siguientes:

✧ La presencia de un núcleo de pizarras en el basamento del centro de la cuenca de Madrid, ya detectado en trabajos previos (Querol, 1989; Bergamín *et al.*, 1993; Bergamín y Tejero, 1994), el cual no ha sido detectado por el modelo II debido a su menor longitud.

✧ La geometría del bloque de basamento de la cuenca de Loranca es algo más accidentada en el Modelo III que en el II, debido a la presencia de algunas fallas normales con saltos verticales moderados. Aún así la geometría del basamento es bastante plana y está inclinada hacia el E, alcanzando su cota más baja justo por delante del anticlinal de Priego.

✧ Se confirma, además, la presencia de bloque de basamento con materiales gnéisicos en la Sierra de Bascuñana, tal y como sugiere el sondeo Torralba-1. Este bloque se encuentra limitado por una falla normal al E, y una inversa al O que superpone las pizarras sobre los gneises, y que debe corresponderse con el enraizamiento en profundidad del cabalgamiento de Priego. Esta falla parece presentar un menor buzamiento que la detectada en el Modelo II, y debe estar relacionada con un proceso de inversión tectónica positiva en el basamento situado por debajo de la Sierra de Bascuñana.

Por lo que respecta a la estructura que se deduce para la cobertera, ésta se concentra en tres anticlinorios con una marcada vergencia hacia el O: la Sierra de Altomira, anticlinorio de Pareja-La Puerta y Sierra de Bascuñana. La estructura de la Sierra de Altomira en este perfil es similar a la del modelo II, pero con un mayor acortamiento, debido a la presencia de un rellano desarrollado en el bloque de techo del anticlinal frontal sobre el que se duplica la serie mesozoica (incluido parte del Triásico). Además, el cabalgamiento frontal de la Sierra de Altomira llega a aflorar en superficie, a diferencia de lo que ocurría en el modelo II. Por el contrario, la estructura y el grado de acortamiento del anticlinorio de Pareja en el modelo III es similar a la deducida en el modelo II. En el resto de la cuenca de Loranca no aparece ninguna otra estructura importante que afecte a la cobertera, siendo el fondo de la cuenca extremadamente plano.

Por último, la estructura de la Sierra de Bascuñana consiste un anticlinal menor asociado a un cabalgamiento que enlaza con la rampa del cabalgamiento de Priego y su anticlinal de techo asociado. La estructura del anticlinal de Priego es relativamente simple, y consiste en un pliegue de propagación de falla con flanco frontal subvertical y flanco trasero buzando paralelamente a la rampa del cabalgamiento, que se extiende hacia el E hasta alcanzar el eje axial de la cuenca de Mariana (fig. 5.2.3).

Por lo que respecta a los materiales terciarios, conviene destacar que los mayores espesores se encuentran asociados al flanco frontal de los cabalgamientos de Priego y Pareja, mientras que se puede observar como el espesor de los materiales neógenos aumenta gradualmente desde la Sierra de Altomira hacia el centro de la cuenca de Madrid.

5.2.5 - DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE LA GRAVIMETRÍA

Lo primero que hay que destacar es que la elaboración de un corte geológico previo apoyado en los datos estructurales de superficie y los perfiles sísmicos ha facilitado enormemente la labor de la modelización gravimétrica. Además, la existencia de perfiles sísmicos que proporcionan información, aunque restringida a algunos sectores y afectando a los 3 primeros Km del modelo, ha resultado fundamental para limitar la posición del basamento

y de la cobertera en las cuencas terciarias. Esto, junto con los datos de densidades calculadas en zonas próximas por otros autores (Campos, 1986; Perucha *et al.*, 1995), han limitado mucho los posibles modelos.

El principal problema encontrado dentro de la buena correlación entre los datos sísmicos y gravimétricos ha consistido en que los perfiles sísmicos indicaban unos espesores de la cobertera mesozoica algo mayores que los que predice la gravimetría hacia el centro de la cuenca de Madrid. Este hecho puede estar debido a una disminución de las velocidades de transmisión en los perfiles sísmicos hacia el interior de la Cuenca de Madrid, o bien a un aumento de la densidad de la series mesozoicas en el mismo sentido. No obstante, las dos fuentes de información predicen un adelgazamiento de la serie mesozoica hacia el interior de la cuenca, y las máximas variaciones en el cálculo del espesor de la cobertera mesozoica no son muy importantes (menores de 200 m).

A) Basamento

La modelización gravimétrica ha puesto en evidencia la necesidad de introducir dos cuerpos en el basamento, los cuales presentan características diferentes al menos hasta una profundidad de 6 Km bajo el nivel del mar. Este contraste de densidades en el basamento justifica los máximos y mínimos de alta longitud de onda presentes en todos los modelos. Así se ha deducido un núcleo de pizarras situado por encima de materiales gnéissicos, ya detectado en modelizaciones gravimétricas previas realizadas en el NE de la cuenca de Madrid (Querol, 1989; Bergamín *et al.*, 1993; Bergamín y Tejero, 1994). Por otra parte, se ha detectado en los tres modelos realizados una anomalía positiva asociada a la cuenca de Loranca, con una semilongitud de onda del orden de la anchura de la cuenca. El origen de esta anomalía se ha interpretado, en base a los tres modelos, como generada por la presencia de un cuerpo constituido por pizarras con intercalaciones cuarcíticas, litologías muy características del Paleozoico aflorante en el Sistema Central y la Cordillera Ibérica. Este cuerpo presenta una geometría con el techo plano y unos límites coincidentes con fallas subverticales de carácter normal por debajo de la Sierra de Altomira (*falla de Sacedón*) y de la Sierra de Bascuñana, e inversa en el límite septentrional entre la cuenca de Loranca y la Cordillera Ibérica (*falla de Huertapelayo*). Aunque la falla de

Sacedón no es observable en los perfiles sísmicos debido al ruido producido por los materiales jurásicos y cretácicos fuertemente estructurados que afloran en la Sierra de Altomira, los datos aeromagnéticos (Querol, 1989) muestran la presencia de un fuerte gradiente de dirección N-S que coincide aproximadamente con la posición de la Sierra de Altomira.

Por lo que se refiere a la posible implicación del basamento en la deformación compresiva, los suaves anticlinales en el basamento interpretados bajo la Sierra de Altomira y el anticlinorio de Pareja en trabajos previos (Querol, 1989), no se detectan en la gravimetría. Estos anticlinales aparentes detectados en los perfiles sísmicos pueden interpretarse como efectos tipo "pull-up" generados por el aumento de las velocidades sísmicas en los anticlinales donde aflora y se duplican los materiales de la cobertera.

Por otra parte, además de la diferente naturaleza de los bloques deducidos en el basamento, hay que destacar el bajo grado de fracturación que parece presentar el bloque de la cuenca de Madrid respecto al de Loranca, que sin ser elevado, presenta un mayor número de fallas normales, aunque con escaso salto vertical. No obstante, la geometría del basamento bajo las

cuenas terciarias es bastante plana, lo que puede haber favorecido el desplazamiento de las láminas cabalgantes hacia la zona de antepaís.

B) Cobertera

Por lo que respecta a la geometría obtenida de las deformaciones en la cobertera, se han completado los datos de la sísmica de reflexión bajo las zonas deformadas, de difícil interpretación sólo con los datos sísmicos. Así, se confirman la fuerte vergencia que presentan las estructuras en profundidad y la presencia de duplicaciones de la serie mesozoica en la Sierra de Altomira, Cordillera Ibérica y Sierra de Bascuñana. Estas duplicaciones implican un grado de acortamiento relativamente elevado, si bien la deformación se encuentra restringida a unos sectores muy concretos, por lo que los valores de acortamiento totales deben resultar moderados. Las geometrías de las estructuras compresivas con duplicaciones y fuertes vergencias solamente pueden ser explicadas mediante la actuación de esfuerzos tectónicos horizontales, que, aunque estén favorecidos por la presencia de un nivel de despegue, en ningún caso pueden ser explicadas como originadas exclusivamente por procesos halocinéticos.

5.3 - REALIZACIÓN DE LOS CORTES GEOLÓGICOS EQUILIBRADOS

5.3.1 - INTRODUCCIÓN

Los cortes geológicos son unas herramientas fundamentales para expresar y visualizar las estructuras geológicas, por lo que la interpretación que subyace en ellos debe ser lo más aproximada a la realidad. La realización de **cortes geológicos equilibrados** (*"balanced cross-sections"*) se ha hecho muy popular durante las dos últimas décadas como medio de ayuda para analizar y mejorar los cortes geológicos (Dahlstrom, 1969; Elliott, 1983). Este tipo de técnicas requiere un análisis completo e intensivo de la geometría de las fallas, así como de las longitudes y áreas de las capas a lo largo del corte geológico. Una de las claves en la realización de este tipo de cortes consiste en la restitución de las capas a las posiciones relativas que tenían antes de producirse la deformación.

Por otra parte, la realización de cortes geológicos equilibrados se ha revelado como el procedimiento más valioso en el estudio de cinturones deformados, en los que la deformación se encuentra confinada mayoritariamente a las rocas que aparecen por encima de un nivel de despegue subhorizontal denominado *"detachment"* o *"décollement"* (Rich, 1934; Rodgers, 1963). En la literatura, estos cinturones se han denominado *"cinturones de deformación de piel fina"* (*"thin-skinned belts"*; Gwinn, 1964; Harris y Milici, 1977). El concepto de *"tectónica de piel fina"* implica que las rocas por debajo del nivel de despegue no muestran los pliegues y fallas que aparecen en las rocas situadas por encima del mismo. Además, el término *"piel fina"* ha sido utilizado para describir regiones donde la deformación está confinada a una sección estratificada (*"cobertera"*) situada sobre un basamento cristalino. Si el basamento estuvo involucrado en la deformación, el cinturón pasa a

denominarse “de piel gruesa” (“*thick-skinned belt*”). Dado que hoy en día se conocen numerosos lugares donde el nivel de despegue afecta a las rocas cristalinas por debajo del contacto entre basamento y cobertera, el término “*piel fina*” cada vez es menos frecuente, y para evitar este tipo de confusiones, resulta más apropiado especificar simplemente si las rocas del basamento están o no involucradas en los cabalgamientos.

A) Algunos conceptos básicos sobre cortes geológicos equilibrados

La terminología desarrollada para describir los cortes geológicos no siempre es clara, y menos aún cuando se traduce al castellano, por lo que a continuación se van a describir brevemente unos cuantos términos que hacen referencia a tipos diferentes de cortes geológicos siguiendo a Elliot (1983) y Marshak y Woodward (1988).

Corte en el Estado Deformado: Es un corte que representa la geometría de las estructuras tal y como aparecen hoy en día.

Corte Admisible en el estado deformado: Se trata de un corte geológico en el estado deformado en el cual las estructuras se muestran tal y como aparecen en el campo, es decir con geometrías realistas de pliegues y fallas.

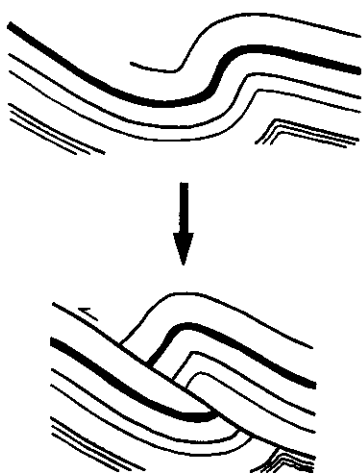
Corte Geológico Restituido: Se trata de un corte en el cual se ha deshecho el desplazamiento en las fallas y los pliegues se han desplegado. Las posiciones relativas de las rocas mostradas en un corte de este tipo deben corresponderse con las que tenían las rocas antes de la deformación. En este tipo de cortes se suelen representar las trazas de las fallas que se desarrollarán posteriormente, así como la futura línea que representa el nivel de erosión.

Corte Viable: Se denomina de este modo al resultado de la restitución de un corte en el estado deformado al estado indeformado, de tal manera que la geometría de las fallas es admisible, la longitud y/o área de las capas se conserva, y la longitud de las capas es consistente. El término “*retrodeformable*” utilizado por Suppe (1985), tiene el mismo significado que viable.

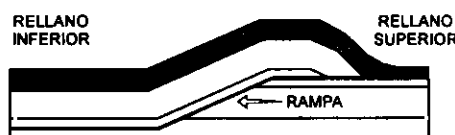
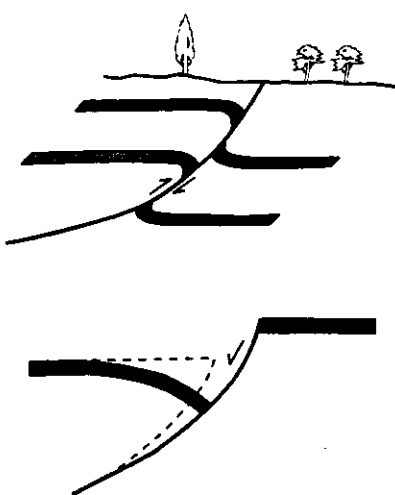
Corte Geológico Equilibrado: Es un corte geológico en el estado deformado que es admisible y viable. En otras palabras, un corte geológico equilibrado contiene un conjunto de estructuras geológicas admisibles que pueden ser restituidas de tal manera que el corte restituido guarde consistencia en la longitud de las capas, conserve las longitudes y/o áreas y una geometría admisible de las fallas antes de la deformación.

La diferencia fundamental entre un corte geológico equilibrado y uno no equilibrado es que en el primero se ha restituido y se ha comprobado

A) PLIEGUE - FALLA “Break-Thrust”



B) PLIEGUES DE ARRASTRE (“Drag-Folds”)



C) Pliegue de Flexión de Falla “Fault-Bend Fold”



D) Pliegue de Propagación de Falla “Fault-Propagation Fold”



E) Pliegue de Despegue “Detachment Fold”

Figura 5.3.1: Modelos básicos de los pliegues asociados a fallas descritos en el texto. A) Pliegue-falla (“break - thrust”); B) Pliegues de arrastre (“drag-folds”); C) Pliegue de flexión de falla (“fault-bend fold”); D) Pliegue de propagación de falla (“fault-propagation fold”) y E) Pliegue de despegue (“detachment fold”) (modificado de Willis y Willis, 1934; Jamison, 1987 y Reches y Eidelmann, 1995).

su viabilidad, mientras que en el segundo caso no. De este modo, es importante no olvidar que, cuando se equilibra un corte geológico, no se comprueba si es correcto o no, ya que un corte geológico equilibrado es una interpretación que puede ser incorrecta. No obstante, un corte geológico equilibrado, por lo menos, puede ser correcto, mientras que un corte no equilibrado es probablemente incorrecto.

B) Tipología de pliegues asociados a fallas

En los cinturones de pliegues y cabalgamientos es muy frecuente la asociación genética entre pliegues y fallas, existiendo tres tipos básicos de relación:

1) *Pliegue anterior a la falla*. El modelo clásico de este tipo de relación considera que primero se forma el pliegue, debido a un proceso de "buckling", y posteriormente se desarrolla una falla que corta el pliegue. Este modelo, denominado "break-thrust model", fue desarrollado por Willis y Willis (1934) (fig. 5.3.1A).

2) *Pliegue posterior a la falla*. En este caso se considera que los pliegues se forman posteriormente a la creación de la falla, originados por el efecto de arrastre causado por la resistencia friccional que existe en el plano de falla durante el deslizamiento. Son los denominados *pliegues de arrastre* ("drag-folds", fig. 5.3.1B). A este tipo de relación corresponden también los *pliegues de flexión de falla* ("fault-bend folds"; fig. 5.3.1C, Suppe, 1983), que se forman sobre una superficie de falla angular y que son bastante comunes en los cinturones de pliegues y cabalgamientos.

3) *Pliegue y falla sincrónicos*. Este tipo de modelo considera que el pliegue y la falla se generan simultáneamente, siendo dos los tipos básicos de pliegues asociados al deslizamiento y propagación de una falla: el más conocido se denomina *pliegue de propagación de falla* ("fault-propagation fold", fig. 5.3.1D). Este modelo supone que cuando una falla se propaga a través de los materiales de la cobertera sedimentaria, el acortamiento se resuelve por deslizamiento en la superficie de la falla, y por plegamiento de los materiales de la cobertera situados en el extremo de la misma. El otro tipo de pliegues sincrónico se produce cuando hay deslizamiento a favor de un nivel de despegue subhorizontal, produciendo un pliegue por encima de este nivel que afecta a la cobertera (pliegue de despegue o "detachment fold", fig. 5.3.1E).

C) Modelos de pliegues asociados a falla utilizados en la construcción de los cortes geológicos equilibrados

Durante las dos últimas décadas se han desarrollado numerosos modelos geométricos y cinemáticos sobre los pliegues de flexión de falla, de propagación de falla y de despegue, en los que describen las relaciones angulares entre los elementos geométricos de las fallas y de los pliegues. Todos estos modelos implican una conservación del área, así como una geometría de tipo "Kink" por lo que es evidente su aplicación en la realización de cortes equilibrados (Faill, 1969, 1973; Suppe, 1985).

Conviene recordar que estos modelos han sido desarrollados por los geólogos dedicados a la exploración y modelización de yacimientos de petróleo, sobre estructuras o campos concretos. Por este motivo no siempre son aplicables de un modo directo cualquier estructura, debido a las numerosas variables que pueden intervenir en la génesis de ésta, como son los esfuerzos, variación de las propiedades mecánicas de las capas, cinemática, etc. En este sentido, Ramsay (1992) describe algunos problemas que pueden surgir si se simplifica la realidad en exceso con el objetivo de aplicar modelos teóricos en todos los casos, como por ejemplo, el no considerar la presencia de deformación en el bloque de muro por debajo de la rampa del cabalgamiento.

Dado que las geometrías que describen estos modelos son frecuentes en la zona de estudio de esta Tesis (corte *admisible*), y el cumplimiento de la conservación de áreas (corte *viable*), se han utilizado en la construcción de los cortes geológicos equilibrados realizados en este trabajo.

Los modelos de pliegues asociados a fallas elegidos para la construcción de los cortes geológicos equilibrados han sido las relaciones entre cambio de espesor entre los flancos y ángulo axial (Wotjal, 1988), los propuestos por Jamison (1987), y algunos modelos propuestos por Suppe y Medwedeff (1990) comunes en el área estudiada. La elección de estos modelos ha sido debida a la presencia de geometrías equivalentes en las estructuras analizadas, la escala de realización de los cortes, y la ausencia de numerosos datos geométricos que algunos de los mismos requieren (Chester y Chester, 1990).

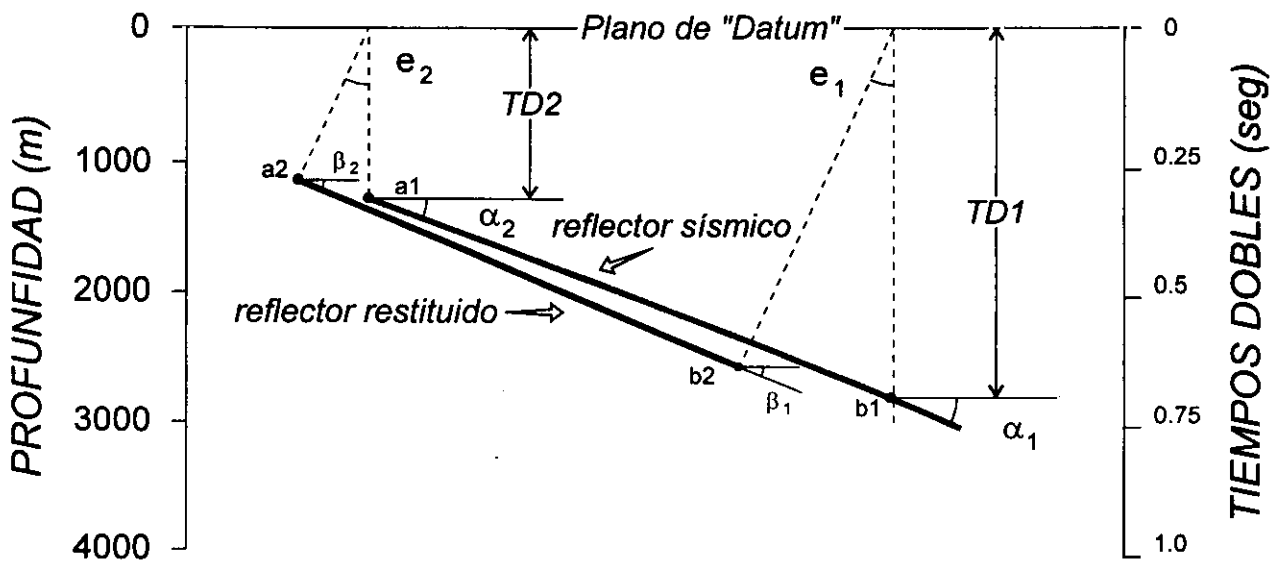


Figura 5.3.2: Parámetros utilizados durante el proceso de restitución de los perfiles sísmicos desde la sección original en tiempos (A_1 , B_1 , α) hasta la posición final en distancia (A_2 , B_2 , β) (ver texto para la explicación).

5.3.2 - CONSTRUCCIÓN DE SECCIONES RESTITUIDAS EN PROFUNDIDAD A PARTIR DE LOS PERFILES SÍSMICOS

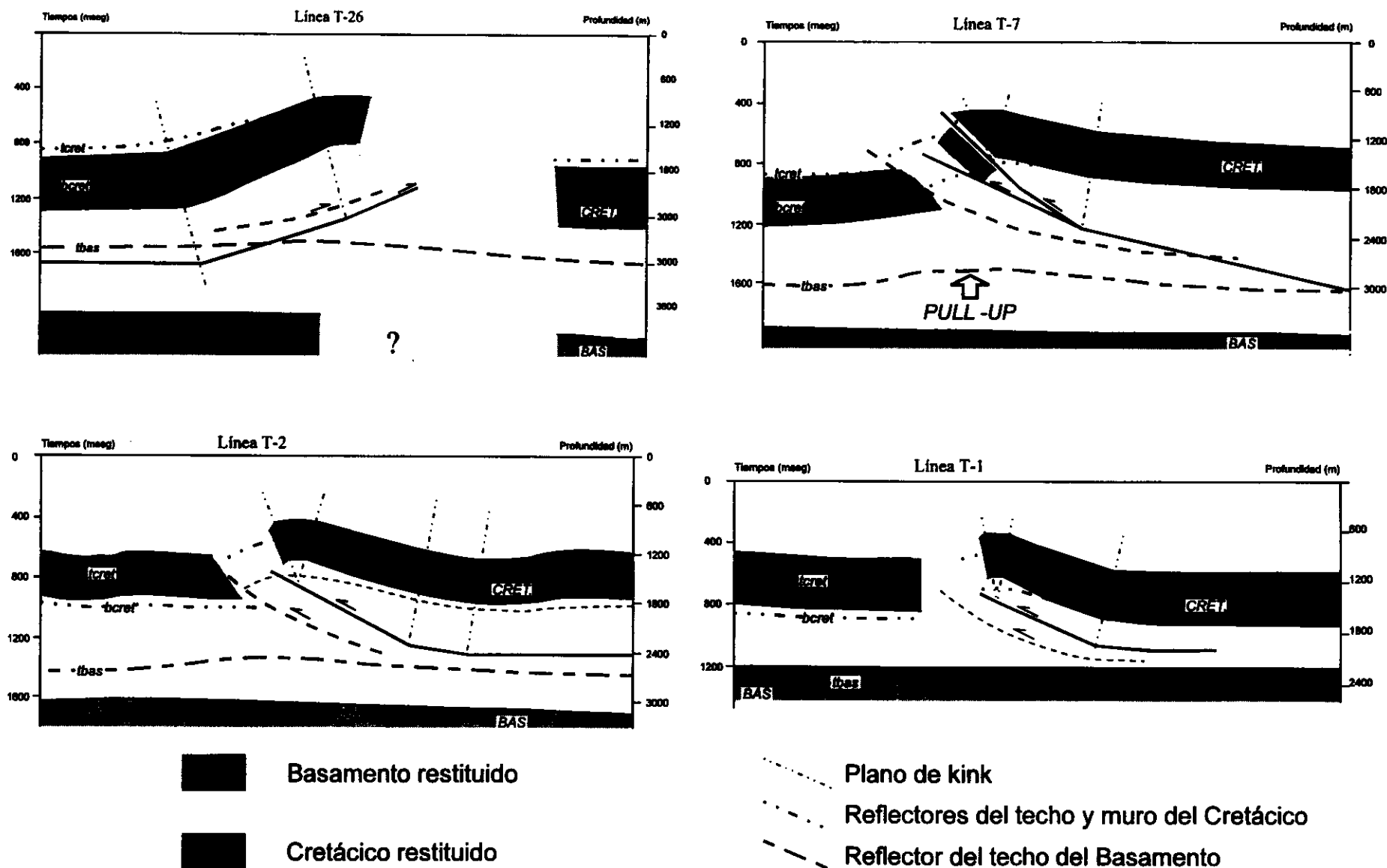
Para poder realizar cortes equilibrados mediante el método del *kink* es necesario conocer los buzamientos de las unidades litológicas a lo largo del perfil, para lo que resulta imprescindible disponer de al menos un valor de buzamiento por cada dominio de buzamiento. Esta necesidad se ve complicada por el hecho de que los materiales más recientes se disponen discordantes sobre los materiales deformados, por lo que resulta necesario estimar los buzamientos de un modo indirecto a partir de los datos geofísicos (generalmente a partir de perfiles de sísmica de reflexión).

La manera más simple para obtener valores de buzamiento a partir de un perfil sísmico tradicional, consiste en asumir que la inclinación del reflector es equivalente al valor del buzamiento de una determinada capa con lo que se comete el error de interpretar una sección en tiempos como una en profundidad. Este problema se ha solucionado parcialmente con la utilización de secciones migradas, que limitan bastante la cuantía del error que se comete. Sin embargo, en el caso de operar con secciones en tiempos sin migrar, como es el caso de este trabajo, la restitución de los reflectores resulta imprescindible si se quieren determinar las geometrías de las estructuras de un modo realista.

El problema fundamental que se plantea para poder restituir los reflectores sísmicos en profundidad consiste en conocer cual es la variación de las velocidades de transmisión de las ondas sísmicas en el subsuelo. En nuestro caso, se ha abordado este problema mediante la realización de un mapa de distribución de velocidades para cada reflector analizado. Estos mapas se han construido a partir de los datos de velocidades de los sondeos, y de los datos procedentes del estudio continuo de las velocidades realizado durante el procesado de los perfiles sísmicos. La distribución de velocidades que se obtiene para cada reflector a través de esta aproximación no es homogénea, sino que aparecen una serie de mínimos hacia el centro de las cuencas terciarias, y máximos hacia los bordes de las mismas. La interpolación de los datos de velocidades a una malla regular (de 5 km de paso de malla) se ha realizado mediante "*kriging*" con variograma lineal. Las características de la interpolación se encuentran en la Tabla 5.1.

Una vez calculadas las velocidades para cada reflector analizado, se han seleccionado una serie de puntos de control a lo largo de cada reflector. Cada uno de estos puntos, definidos en la sección por el par de coordenadas distancia-tiempo, ha sido restituido para obtener la posición distancia-profundidad mediante la relación:

$$\text{Sen } e = \frac{V_0}{V_H} * \text{Tan } \alpha \quad [5.3]$$



donde: e es el ángulo de emergencia del rayo sísmico calculado (en $^{\circ}$), V_0 es la velocidad calculada en el reflector (m/seg), α la inclinación aparente (en $^{\circ}$) del reflector sísmico en la sección en tiempos y V_H es la *velocidad de homogeneización* de los perfiles sísmicos, definida como la relación entre las escalas del perfil sísmico:

$$V_H = \frac{\lambda}{\mu} \quad [5.4]$$

siendo λ la escala de longitud del perfil (en nuestro caso 1:70.000) y μ la escala en tiempos del perfil sísmico (1/17.5 m/seg). La V_H que resulta en nuestro caso es de 4000 m/seg.

Conviene resaltar que cuanto más parecidas sean la velocidad de los reflectores (V_0) y la *velocidad de homogeneización* (V_H), más próxima será la geometría que muestre el perfil sísmico a la realidad. Además, para valores bajos de α (reflectores subhorizontales), el $\text{sen } e \approx \text{Tan } \alpha$, con lo cual la geometría en tiempos se parece a la sección en profundidad. Por el contrario, para altas inclinaciones de los reflectores ($\alpha > 10^{\circ}$) el $\text{sen } e \neq \text{Tan } \alpha$, alejándose de este modo la geometría de la sección en tiempos de la geometría de la sección en profundidad.

En la figura 5.3.2 se pueden observar los parámetros utilizados durante el proceso de restitución. Una vez calculados el ángulo de emergencia mediante la relación [5.3] (e_1 , e_2) y la velocidad para cada punto de control (A_1 , B_1), basta con leer el tiempo doble de cada punto de control en la escala de tiempos del perfil sísmico (TD_1 y TD_2) para obtener la posición de la posición restituida en profundidad (A_2 , B_2). Uniendo los diferentes puntos de control restituidos entre sí se obtiene la posición restituida en profundidad de cada reflector, así como el buzamiento real de ese segmento (β). La longitud de los segmentos donde se han calculado los buzamientos ha variado en función de la inclinación de los reflectores, siendo menor su tamaño en las zonas del perfil con mayor inclinación.

Este proceso de restitución de los reflectores se ha realizado en todas aquellas estructuras atravesadas por los cortes geológicos equilibrados, y en aquellas otras de interés particular. Un hecho interesante a remarcar es que la posición en planta de los ejes de las estructuras principales (por ejemplo anticlinales) no varía

durante el proceso de restitución.

Por el contrario, se ha comprobado que se produce un apretamiento de la geometría de los pliegues asociados a fallas, especialmente en el flanco corto de los mismos, lo que acentúa el carácter asimétrico de las estructuras. Este hecho, además de coincidir con todas las observaciones estructurales realizadas en superficie, otorga una menor importancia relativa a el efecto de las deformaciones halocinéticas, que algunos autores consideran importantes (Gómez *et al.*, 1996).

Tal y como se puede observar en la figura 5.3.3, la geometría de los anticlinales presentes en la cuenca de Loranca en los perfiles originales es muy laxa, con una inclinación máxima de los reflectores sísmicos de unos 45° . Sin embargo, en las secciones restituidas en profundidad, los flancos cortos de las estructuras aparecen con buzamientos mucho mayores, mientras que los flancos largos permanecen con buzamientos moderados entre 15° y 40° .

5.3.3 - PROCESO DE CONSTRUCCIÓN Y CONSTRICCIONES ASUMIDAS DURANTE LA REALIZACIÓN DE LOS CORTES GEOLÓGICOS EQUILIBRADOS

Como se ha descrito anteriormente, tanto para la realización de los cortes geológicos equilibrados, como para la cuantificación del grado de acortamiento en el borde oriental de la cuenca del Tajo se ha utilizado la técnica del *Kink* (Marshak y Woodward, 1988). Para las zonas centrales de las cuencas terciarias se han utilizado los datos de buzamiento obtenidos a partir de la restitución de los perfiles sísmicos, que han proporcionado estructuras de marcado carácter asimétrico, con flancos traseros tendidos y flancos delanteros con altos buzamientos.

Los criterios utilizados para localizar los cortes geológicos han sido:

- ✧ Orientación perpendicular a las estructuras compresivas (zonas sin estructuras laterales de escala cartográfica).
- ✧ Buena calidad de los afloramientos de las estructuras más importantes.
- ✧ Los resultados del análisis meso-estructural (paralelos a la dirección de máxima compresión horizontal deducida).
- ✧ La presencia de perfiles sísmicos y/o sondeos a lo largo de la sección.

Por lo que se refiere a la geometría de las fallas en profundidad, se han aplicado los modelos de Jamison (1987), Suppe (1983, 1985) y Suppe y Medwedeff (1990), siempre que ha sido posible. En los cortes se han simplificado las estructuras de orden mesoscópico, y se ha supuesto que el espesor de las capas es constante, excepto en aquellos casos donde la variación de espesor entre los flancos era superior a un 15%, en cuyo caso se han aplicado los modelos de Jamison (1987) y la relación entre cambio de espesor y ángulo axial entre flancos (Wotjal, 1988):

$$\frac{T'}{T} = \frac{\sin \gamma}{\sin \gamma} \quad [5.5]$$

En los casos en que los modelos teóricos no ajustaban a los datos geológicos y/o geofísicos, la extrapolación de la geometría de las fallas se ha realizado de un modo interpretativo, de modo que

guardase características similares a los datos de superficie o a otras estructuras mayores más claras, pero siempre conservando el área y la longitud de las líneas.

Durante la realización de los cortes no se ha tenido en cuenta la presencia de deformación interna en la roca, ni la presencia de estructuras de un tamaño menor a los 200 m, por no ser representables a la escala elegida (1:50.000). Además, tampoco se han representado todas las fallas normales y normal-direccionales que afectan a los materiales recientes y que tienen un salto menor de 50 m, debido a la escala de realización de los cortes. Por todos estos motivos, los datos de acortamiento que se han obtenido son datos aproximados mínimos, aunque consideramos que no deben diferenciarse mucho de los datos reales.

Para el proceso de equilibrado de áreas y volúmenes de los cortes geológicos, se ha utilizado un planímetro digital (USHIKATA X-PLAN360D)

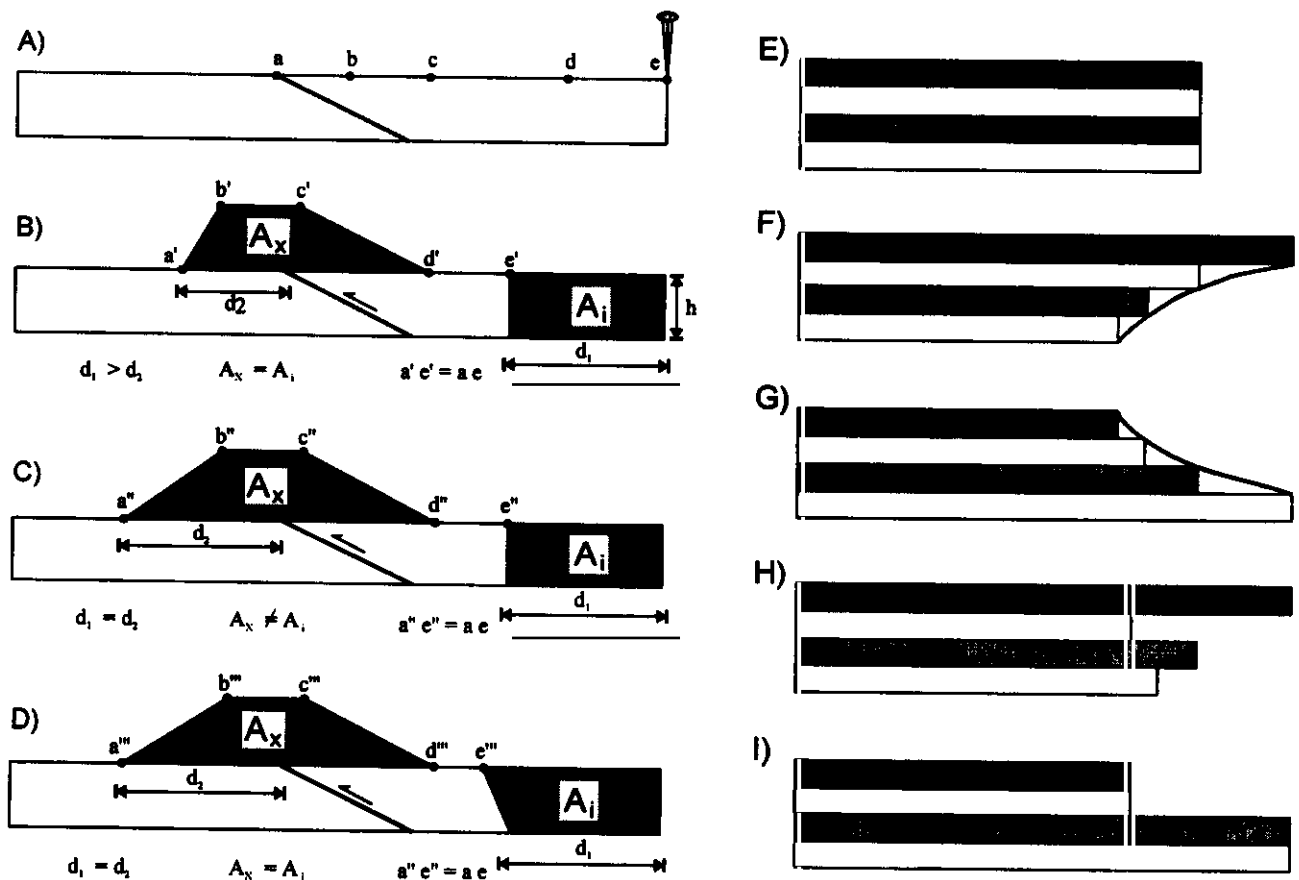


Figura 5.3.4: Ilustración del concepto de conservación de la longitud de las líneas y del área (Izquierda). A) Cabalgamiento indeformado; B) Geometría después del movimiento sobre una rampa, con equilibrio de líneas y longitudes; C) corte sin equilibrio de áreas y de líneas; D) Corte en el que hay conservación del área y de las líneas, así como deslizamiento constante a lo largo de la rampa. A la derecha se muestran ejemplos de geometrías resultantes en las líneas flotantes de referencia (loose-lines) después de retrodeformar los cortes: E, F y G) líneas de referencia admisibles; H e I) no admisibles (modificado de Marshak y Woodward, 1988).

de 0.05 mm de resolución y una precisión de 0.1%, realizándose todos los cálculos a una escala 1:50.000. El nivel regional de referencia utilizado para la restitución de los cortes al estado no deformado ha sido el techo del Cretácico superior carbonatado, que se ha supuesto horizontal en un estado previo a la deformación compresiva terciaria.

Por lo que se refiere a las líneas de referencia utilizadas, el *alfiler* (“*pin-line*”) de los cortes transversales a la Sierra de Altomira se ha situado en el extremo occidental de los mismos, en el interior de la cuenca de Madrid, por ser ésta el antepaís relativo indeformado de las estructuras relacionadas con la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira. También se han utilizado otros *alfileres* locales en los ejes de los sinclinales mayores situados en la cuenca de Loranca. Por lo que se refiere a las *líneas flotantes de referencia* (“*loose-lines*”), se han situado coincidentes con los *alfileres* locales, además de la situada en el extremo oriental de los perfiles.

Durante la realización de los cortes, se han tenido en cuenta una serie de premisas y constricciones a la hora de dibujar y estudiar la viabilidad de los mismos. Todas ellas parten de que la deformación ha sido plana, es decir, que el acortamiento se resuelve en el plano vertical que contiene al corte geológico, sin ausencia o ganancia de masa lateral. Esta premisa está avalada por los datos micro y mesoestructurales, eligiéndose dentro de lo posible una orientación de los cortes paralela al máximo acortamiento horizontal, y perpendiculares a las estructuras longitudinales. Del mismo modo, se han excluido en lo posible las zonas de transferencia situadas entre los diferentes sistemas de cabalgamientos. Teniendo esto en cuenta, las premisas que se adoptado para la realización de los cortes geológicos equilibrados son las siguientes (fig. 5.3.4):

✧ *Conservación del área*: Si se asume la conservación de área que impone el hecho de que la deformación se resuelva en el plano vertical por el que pasa el corte, entonces el área de un cabalgamiento restituido al estado no deformado debe ser igual al área del mismo cabalgamiento en el estado deformado (fig. 5.3.4A). El proceso de equilibrar las áreas (“*area balancing*”) se ha realizado en todos los cortes para los materiales triásicos, dentro de los cuales se sitúa el nivel de depague basal.

✧ *Conservación de la longitud de las líneas*. Esta premisa se refiere a la suposición de que la longitud de un contacto en un corte no varía durante la deformación, por lo que se asume que la longitud del contacto entre dos unidades es la misma en los cortes en los estados deformado e indeformado. El proceso de equilibrar las longitudes (“*bed-length balancing*”) de los contactos entre unidades se ha realizado para las unidades mesozoicas supratráicas establecidas dentro del armazón estratigráfico. Este concepto lleva implícito que no hay un cambio de espesor de las unidades estratigráficas a lo largo de las estructuras. Si hay un cambio de espesor, y se conservan las áreas, entonces no se produce una conservación de la longitud de los contactos.

✧ *Consistencia de la longitud de las capas*. Las longitudes totales de cada capa en una secuencia de un corte geológico equilibrado debe ser aproximadamente la misma o debe variar de una manera *consistente*. Esto quiere decir que una línea recta dibujada perpendicularmente a las capas en el borde de arrastre (“*trailing edge*”) del cabalgamiento en un corte geológico en el estado deformado, debería ser recta y perpendicular a las capas, o presentar una variación suave en el corte geológico restituido (fig. 5.3.4E,F y G). La consistencia de la longitud de las capas también se avala mediante una geometría *admisible* de las fallas restituidas.

✧ *Geometrías admisibles de las fallas restituidas*. En los cortes geológicos en el estado deformado la geometría de las fallas suele estar modificada por el movimiento originado por las fallas más recientes. Por el contrario, la geometría de las fallas en un corte geológico restituido debe corresponderse con la original, por lo que éstas deben mostrar una geometría razonable de tipo escalonado. La abundante bibliografía de los cinturones de pliegues y cabalgamientos sugiere que en una geometría escalonada:

- a) El ángulo entre rampa y estratificación suele ser menor de 35°.
- b) Una falla no puede tener buzamientos con sentidos contrarios.
- c) Las fallas no suelen cortar la serie estratigráfica de arriba hacia abajo.

5.4 -DESCRIPCIÓN DE LOS CORTES GEOLÓGICOS EQUILIBRADOS

Para evaluar la magnitud del acortamiento mínimo producido en el borde oriental de la cuenca del Tajo se han realizado cinco cortes transversales de N a S desde la cuenca de Madrid hasta el borde de la Cordillera Ibérica y/o Sierra de Bascuñana, así como un corte longitudinal a lo largo del eje mayor de la cuenca de Loranca (fig. 5.1). En la Tabla 5.5 se muestra un resumen de los datos de cada corte (Anexo II), incluyendo las longitudes deformadas e indeformadas, el porcentaje de acortamiento relativo, y los errores estimados de ajuste.

5.4.1 - CORTE II -II'

Este corte contiene dos segmentos de orientación diferente, presentando una longitud total de 38.75 Km. El primer segmento se extiende desde la cuenca de Madrid, en las proximidades de Alocén, hasta el eje central de la cuenca de Loranca, con una orientación N100E y una longitud de 26 Km, y atraviesa la Sierra de Altomira (tramo A-B) y el anticlinorio de Pareja - La Puerta (tramo B-C). El segundo segmento se dispone desde el eje de la cuenca de Loranca hasta el extremo de la Cordillera Ibérica al N de El Recuenco, con una dirección N65E y una longitud de 18 Km.

A) Sierra de Altomira (tramo A-B):

En este corte aparecen los mayores espesores de materiales terciarios en la cuenca de Madrid deducidos en los cortes realizados (1600 m), ya que se encuentra al S de la *cupeta de La Alcarria*, segundo depocentro relativo en importancia de la cuenca de Madrid. La topografía del fondo de la cuenca es extremadamente plana, no apareciendo ninguna fractura importante, y la cobertera sólo presenta alguna falla normal de dirección NE-SO con escaso salto vertical. En este sector septentrional de la Sierra de Altomira los afloramientos de los materiales Cretácicos se sitúan topográficamente por debajo de los materiales del Mioceno medio y superior.

✧ La estructura de la *cobertera* en la rama principal de la Sierra de Altomira consiste en dos cabalgamientos, que se unen en un nivel de despegue basal situado en las facies *Keuper* triásicas:

El cabalgamiento frontal, situado en el extremo O, presenta un pliegue asociado en el bloque de techo con flanco frontal subvertical, y un salto vertical máximo en la cresta del mismo de unos 900 m. El cabalgamiento asciende desde el contacto entre el Jurásico y las facies plásticas del *Keuper*, atravesando del Cretácico y el Paleógeno inferior, hasta amortiguarse en los niveles detríticos del Paleógeno superior. Este pliegue no aflora en superficie, ya que se encuentra fosilizado por los materiales neógenos, constituyendo un cabalgamiento ciego ("*blind thrust*").

El segundo cabalgamiento se apoya en el anterior, y asciende desde el Triásico superior hasta alcanzar los yesos y arcillas del tránsito Cretácico - Paleógeno inferior, donde se sitúa un rellano a favor de este nivel incompetente que amortigua la deformación mediante un pliegue de despegue. Esta segunda escama presenta un cabalgamiento imbricado situado en el flanco trasero, que se amortigua en los materiales carbonatados del Cretácico superior, y superpone los materiales triásicos sobre el resto de la serie jurásica y cretácica. En flanco oriental de la Sierra de Altomira la serie mesozoica buza unos 50° hacia el E, pero pierde inclinación progresivamente hasta disponerse horizontal 3 Km al E del último afloramiento Cretácico.

El acortamiento calculado para la cobertera en este tramo septentrional de la Sierra de Altomira es de 4.55 Km, lo que supone un 26.7% en relación a los alfileres que lo limitan (Tabla 5.5).

✧ Por lo que se refiere a la geometría del basamento, éste presenta una falla normal situada por debajo del flanco trasero de la Sierra de Altomira (*falla de Sacedón*), con unos 300 m de salto vertical, y que ha podido ser detectada mediante el uso combinado de los datos sísmicos y gravimétricos, tal y como se ha descrito anteriormente. Dicha falla supone un engrosamiento de la serie Permo-Triásica hacia el E, y posiblemente también haya actuado para la sedimentación jurásica y cretácica. No obstante, y dada la falta de afloramientos mesozoicos hasta la Cordillera Ibérica, no se puede controlar esta influencia, ya que la variación en los espesores del Cretácico y Jurásico es del orden de los 100 m, cercano al límite de resolución de los perfiles sísmicos utilizados.

Tabla 5.5: Descripción de los datos de acortamiento calculados a partir de los cortes geológicos equilibrados mostrados en el Anexo II. L_0 , Longitud inicial; L_1 , longitud final; $ACORT$, acortamiento acumulado en el tramo de corte geológico en el estado de formado (L_1-L_0); $e = (L_1-L_0) * 100 / L_0$; $ERR-L$, error acumulado en la línea flotante de referencia ("loose-line") entre las longitudes máxima y mínima; S_0 (Km^2), Área del Triásico en el estado indeformado; S_1 (Km^2), Área del Triásico en el estado deformado; $ERR-S$ (Km^2) = $S_0 - S_1$.

	TRAMO	L_0 (Km)	L_1 (Km)	ACORT (Km)	e (%)	ERR-L (Km)	S_0 (Km)	S_1 (Km)	ERR-S (Km ²)
CORTE II-II'	AB	17.05	12.5	4.55	-26.69		10.4	9.17	
	BC	15.2	13.5	1.7	-11.18		15.05	16.05	
	CD	13.8	12.75	1.05	-7.61		15.19	15.17	
	TOTAL	46.05	38.75	7.3	-15.85	0.25	40.64	40.39	0.25
CORTE III-III'	AC	16.32	12.5	3.82	-23.43		11.7	10.78	
	CD	11.95	10.5	1.45	-12.13		7.4	8.78	
	DE	16.95	16.95	0	0		11.93	11.56	
	EF	15.4	10.85	4.52	-29.43		15.56	15.64	
	TOTAL	60.6	50.8	9.8	-16.17	1.05	46.59	46.76	-0.17
CORTE IV-IV'	AB	29.85	20.75	9.1	-30.49		10.01	10.82	
	BC	19.6	19.45	0.15	-0.77		14.87	15.17	
	CD	17.8	17.8	0	0		17.12	17.5	
	DE	19.3	12.5	6.8	-35.23		0	0	
	TOTAL	86.55	70.5	16.05	-18.54	1.49	42	43.49	-1.49
CORTE V	AC	56.65	44.9	11.75	-20.74		36.12	31.28	
	CD	33.5	30.9	2.6	-7.76		47.34	52.6	
	TOTAL	90.15	75.8	14.35	-15.92	0.5	83.46	83.88	-0.42
CORTE VI-VI'	AB	33.9	24.5	9.4	-27.73		15.54	15.98	
	BC	42.45	37.5	4.95	-11.66		34.01	31.03	
	PARTE I	76.35	62.0	14.35	-18.80		49.55	47.01	2.54
	DE	20.8	17.5	3.3	-15.87		20.22	20.41	
	EF	10.45	9.4	1.05	-10.05		14.8	14.7	
	PARTE II	31.25	26.9	4.35	-13.92		35.02	35.11	-0.09
	TOTAL	107.6	88.9	23.05	-17.38		84.57	82.12	2.45

La falla de Sacedón pone en contacto dos tipos diferentes de basamento: uno de carácter gnéisico y/o granítico hacia la cuenca de Madrid, y otro de carácter metamórfico, más denso, que constituye el basamento de la mayor parte de la cuenca de Loranca. El basamento actúa como elemento pasivo de la deformación compresiva, y no se encuentra involucrado en la misma por debajo de la Sierra de Altomira.

B) Anticlinorio de Pareja (tramo B-C):

Desde la Sierra de Altomira hasta el anticlinorio de Pareja, tanto el basamento como la cobertera, se disponen sub-horizontales. Este anticlinorio consiste, a diferencia de la Sierra de Altomira, en un único cabalgamiento ciego con un gran anticlinal desarrollado en su techo, en cuyo núcleo afloran los yesos de la *Fm. Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra*. El flanco delantero del anticlinal se encuentra ligeramente volcado, mientras que el flanco trasero presenta un buzamiento general de unos 25°. Este anticlinal presenta un pliegue menor asociado hacia el E, así como pliegues menores desarrollados en los yesos y arcillas aflorantes, debido a su baja competencia. El salto vertical máximo es de 1300 m, el acortamiento calculado de 1.7 Km, y la estructura se encuentra fosilizada por los materiales del Mioceno medio y superior. La presencia de una diferencia de cota entre el techo del basamento a un lado y a otro de este anticlinorio sugiere la presencia de una falla que afecta al basamento por debajo del mismo. No obstante, de existir, ésta ha de ser muy vertical y tener un salto menor que la falla de Sacedón.

El acortamiento acumulado en la cobertera en las estructuras que conforman la Sierra de Altomira y el anticlinorio de Pareja en este sector alcanza los 6.25 Km, lo que representa un 24.0 % respecto a la longitud inicial del tramo A-C.

C) Mitad oriental de la cuenca de Loranca - borde de la Cordillera Ibérica (tramo C-D):

Desde el eje de la cuenca de Loranca hasta el borde de la Cordillera Ibérica, la deformación en la cobertera es mucho menor que en la Sierra de Altomira, desarrollándose pliegues de despegue de baja amplitud a favor de las facies plásticas del *Keuper*. La orientación de estos pliegues es NO-SE, y debido a que son oblicuos a los perfiles sísmicos, su geometría está peor controlada que los de

dirección N-S. Por lo que se refiere al basamento, también aparece una falla de tipo normal y escaso salto vertical, que no parece afectar a la serie mesozoica.

A unos cuatro Km del borde de la Cordillera Ibérica se desarrolla un cabalgamiento ciego, que se amortigua en los niveles del Cretácico superior, y debajo del cual aparece un escalón en el basamento, con el bloque levantado hacia el NE.

Por lo que se refiere al borde de la Cordillera Ibérica aflorante, éste consiste en un anticlinal cuyo flanco SO buza 50° hacia el SO, y sobre el que se dispone discordante el Neógeno. Más hacia el E se desarrollan una serie de fallas inversas NO-SE de bajo buzamiento, que duplican diversas unidades cretácicas, así como fallas direccionales de alto buzamiento NO-SE y sentido dextroso. Los datos gravimétricos apoyan la presencia de un aumento de espesor de los materiales mesozoicos, así como la presencia de duplicaciones en la serie Jurásico-Cretácica. No obstante, y debido tanto a la ausencia de perfiles sísmicos, como a que la geometría que se muestra es una interpretación subjetiva de un segmento pequeño, no se ha equilibrado el segmento D-E del corte.

En conjunto, la deformación acumulada en la cobertera a lo largo de la Sierra de Altomira y el anticlinorio de Pareja, así como al resto de estructuras presentes en esta transversal del borde oriental de la cuenca del Tajo, excluyendo el borde de la Cordillera Ibérica, es de 7.3 Km, lo que representa un 15.8 % de la longitud total del corte restituído.

5.4.2 - CORTE III-III'

Este corte, situado unos 10 Km al S del anterior y con una longitud total de 60.6 Km, presenta dos tramos diferentes (fig. 5.1): uno E-O, desde las proximidades de Aranzueque, en la cuenca de Madrid, hasta el frente de la Sierra de Altomira (tramo A-B, 12.5 Km). El segundo tiene una orientación N95E, y se extiende a través de la Sierra de Altomira (a la altura de Sacedón), la cuenca de Loranca y la Sierra de Bascuñana (a la altura de Priego), hasta el eje central de la cuenca de Mariana, al SE de Cañamares, con una longitud total de 50.8 Km.

La transversal que representa este corte presenta muy buena calidad de afloramientos, y, además, se encuentra apoyado por los perfiles sísmicos T-16 y T-5, y por el modelo gravimétrico III descrito anteriormente.

A) Cuenca de Madrid - Sierra de Altomira (tramos AB - BC)

El corte se inicia en la cuenca de Madrid, que presenta un basamento de tipo granítico-gneísico, sobre el que se disponen materiales triásicos, jurásicos y del Cretácico superior, así como toda la serie paleógena y neógena, hasta alcanzar la cobertera un espesor total de 2400 m. Todos los materiales se disponen subhorizontales y se encuentran afectados por una serie de fallas con salto normal, siendo las más importantes las desarrolladas a favor de fracturas de basamento previas reactivadas (*fallas de Anguix y Fuentelaencina*). El movimiento de estas fallas es reciente, ya que los materiales del Mioceno superior se encuentran afectados, aunque hay que tener en cuenta que el salto vertical de las mismas no es muy elevado (unos 100 m como máximo).

♦ La Sierra de Altomira aflora como una serie de pliegues paralelos entre sí, vergentes al O, y desarrollados en materiales Cretácicos y del Paleógeno inferior, cuyos ejes se orientan según N10E. Los flancos frontales de estos pliegues son subverticales y los traseros presentan buzamientos moderados, entre 20 y 50°. La cobertera mesozoica carbonatada se encuentra elevada 1500 m por encima de la posición que ocupa en la cuenca de Madrid. Este importante salto vertical, así como la geometría de las estructuras que se observan en superficie, implican dos posibles grupos de soluciones de la estructura en profundidad:

1) La duplicación de la serie carbonatada mesozoica por debajo de los afloramientos cretácicos de la Sierra de Altomira.

2) La acumulación de un núcleo importante de materiales plásticos triásicos por debajo de la Sierra de Altomira.

De estas dos posibles soluciones se ha elegido la primera por dos motivos: en primer lugar, los datos gravimétricos apoyan la primera hipótesis, debido a que no se observa ninguna anomalía positiva de Bouguer de la magnitud que cabría esperar si hubiese una acumulación en el núcleo de la Sierra de Altomira de materiales triásicos, debido a que éstos presentan una mayor densidad que los

carbonatos mesozoicos. Además, la segunda hipótesis implica un exceso de materiales triásicos que inducirían a bajar mucho la posición del basamento en el corte geológico en el estado indeformado para equilibrar el acortamiento de la cobertera mesozoico-paleógena.

La solución adoptada consiste en un cabalgamiento ciego que afecta a toda la serie jurásica y cretácica, y sobre el que se encuentra duplicada ésta mediante una rampa que asciende desde el Triásico hasta el techo del Cretácico carbonatado. Desde aquí, el cabalgamiento asciende mediante otra rampa hasta el techo de la *Fm. Margas arcillas y yesos de Villalba de la Sierra*, que actúa como nivel de despegue local y donde se desarrolla un rellano superior. Sobre este rellano aparece un anticlinal volcado que afecta al Cretácico superior. En cada una de las rampas se localiza una falla inversa que se amortigua en la serie cretácica mediante un pliegue de propagación de falla, que generalmente son los que afloran en superficie.

Las estructuras compresivas se encuentran fosilizadas por materiales del Mioceno inferior, que suelen presentar buzamientos moderados (<15° generalmente), lo que unido a que se trata de facies proximales de sistemas de abanicos alimentados por los relieves carbonatados y yesíferos del Cretácico-paleógeno inferior, les otorga un carácter sintectónico con las últimas etapas de levantamiento de la Sierra de Altomira.

El flanco trasero de la Sierra de Altomira buza unos 40°, y disminuye progresivamente hacia la cuenca de Loranca, hasta que se dispone subhorizontal y a una cota de 1200 m bajo el nivel del mar, a unos 5 Km al E del afloramiento mesozoico más oriental de la Sierra de Altomira (en las proximidades de Sacedón).

El acortamiento calculado para la cobertera mesozoica en este tramo, a través de la rama principal de la Sierra de Altomira, es de 3.8 Km, lo que representa un 19.3 % (Tabla 5.5).

♦ El basamento presenta una geometría plana, con un escalón situado por debajo del flanco trasero de la Sierra de Altomira, producido por una importante falla normal orientada N10E, con el labio hundido hacia el E (*falla de Sacedón*). El salto vertical de la misma es de unos 300 m, y afecta a los materiales del Triásico inferior, los cuales presentan una deformación solidaria con el

basamento (*tegumento*). La *falla de Sacedón* pone en contacto un basamento homogéneo de naturaleza gneílica y/o granítica, por debajo de la cuenca de Madrid, con otro más denso y heterogéneo al E de la misma. Este bloque de basamento situado bajo la cuenca de Loranca, se ha interpretado como formado por sedimentos metamórficos paleozoicos, por su elevada densidad, así como por correlación con el basamento aflorante en la Cordillera Ibérica.

B) Anticlinorio de Pareja (tramo CD)

✧ Consiste en un cabalgamiento ciego de la cobertera, que genera un pliegue de propagación con ruptura del anticlinal a favor de un plano situado en el flanco frontal (Suppe y Medwedeff, 1990), hasta amortiguarse en el Paleógeno inferior. En este tramo, el anticlinorio de Pareja presenta un menor salto vertical y grado de acortamiento (1.45 Km) que el calculado en el corte II-II', lo que se traduce en que no llegan a aflorar los materiales deformados del Cretácico superior, que se encuentran fosilizados por los sedimentos neógenos.

✧ Por lo que respecta al basamento, éste presenta dos fallas normales de escaso salto vertical (*fallas de Pareja y de Buendía*, 150 y 50 m respectivamente). La *falla de Pareja* tiene una orientación paralela al anticlinorio desarrollado en la cobertera del mismo nombre, no parece afectar a la cobertera, y se extiende hacia el N más allá de La Puerta. La *falla de Buendía* tiene una orientación oblicua a la Sierra de Altomira (NE-SO), a la que alcanza en la *zona de transferencia de Anguix*, que constituye el límite meridional del anticlinorio de Pareja. Estas fallas, aunque no están involucradas en las estructuras compresivas, parecen jugar un papel en la nucleación de éstas, tal y como sugiere su posición paralela a los pliegues y cabalgamientos desarrollados en la cobertera, así como su relación con la extensión lateral de los mismos.

El acortamiento total calculado para la Sierra de Altomira y el anticlinorio de Pareja en este perfil es de 5.3 Km (18.6 %), algo menor que el obtenido en el corte II-II'. Teniendo en cuenta el grado de incertidumbre de la estructura en profundidad de la Sierra de Altomira, se puede afirmar que el *Sector Septentrional* (situado entre Anguix y Durón), el acortamiento medio acumulado en los anticlinorios de la Sierra de Altomira y de Pareja oscila entre los 5 y 7 Km (18.6 y 19.3 %).

C) Cuenca de Loranca- Sierra de Bascuñana (tramo DE-EF)

Desde la falla de Pareja hacia el E no existen estructuras compresivas en la cobertera a lo largo de la cuenca de Loranca, hasta alcanzar las proximidades de la Sierra de Bascuñana. De este modo el techo de la cobertera mesozoica disminuye progresivamente su cota hasta alcanzar los -1600 m sobre el nivel del mar (m.s.n.m.) en las proximidades del río Guadiela, punto que coincide con los mayores espesores de la serie detrítica terciaria en el perfil (1200 m).

En las proximidades de Priego, los perfiles sísmicos muestran la presencia de dos cabalgamientos ciegos cuyas rampas se amortiguan en los niveles carbonatados del Cretácico superior. Estas estructuras se encuentran fosilizadas por materiales del Mioceno inferior, que están a su vez afectados por algunas fallas normales posteriores que deforman, incluso, a los niveles de terrazas plio-cuaternarios.

Justo al E de estos dos cabalgamientos se encuentran los relieves del tramo septentrional de la Sierra de Bascuñana. La estructura de esta sierra consiste en un gran cabalgamiento con un salto vertical de unos 2000 m, el cual presenta un gran pliegue de acomodación en su bloque de techo (*anticlinal de Priego*). El flanco frontal se encuentra ligeramente volcado y adelgazado mediante fallas normales de alto buzamiento, mientras que el flanco trasero presenta un buzamiento muy constante de 25° hasta alcanzar el eje de un sinclinorio situado hacia el E que constituye la cuenca de Mariana. Esta pequeña cuenca, situada entre el cabalgamiento de Priego y el borde de la Cordillera Ibérica, se encuentra rellena por unos 300 m de sedimentos sintectónicos del Mioceno inferior (Gómez *et al.*, 1996).

El acortamiento calculado de la Sierra de Bascuñana en este corte es de 4.5 Km, lo que unido a la deformación acumulada en la Sierra de Altomira y el anticlinorio de Pareja, proporciona una cifra total próxima a los 10 Km (16.17 %) para el conjunto de estructuras compresivas situadas a lo largo del corte III-III' (Tabla 5.5).

5.4.3 - CORTE IV-IV'

Este corte tiene una orientación E-O, y se extiende desde la cuenca de Madrid, en las

proximidades de Almoguera, hasta la cuenca de Mariana, atravesando Sierra de Altomira cerca de Albalate de Zorita, y la Sierra de Bascuñana en las proximidades de Torralba. La longitud total del perfil es de 70.5 Km. Por tanto se trata de un corte que atraviesa los sectores centrales de la Sierra de Altomira y de la Sierra de Bascuñana, y se encuentra apoyado por los perfiles sísmicos T-3, T-20, T-8, y por el sondeo petrolífero de Torralba.

A) Cuenca de Madrid - Sierra de Altomira (tramo A-B)

En el inicio del corte, la cuenca de Madrid presenta un espesor de la serie detrítica terciaria de unos 1100 m, la potencia de la cobertera mesozoica (con un Triásico y Jurásico muy adelgazados) es de 700 m, y el basamento de naturaleza gnéissica se sitúa a -1200 m sobre el nivel del mar. El espesor de la serie mesozoica aumenta hacia el E, y su posición descendiende paulatinamente hasta el contacto con las estructuras compresivas de la Sierra de Altomira.

Los materiales terciarios de la cuenca se hallan afectados por una falla normal-direccional (*falla de Albalate-Pezuela*) situada en las proximidades del margen oriental del río Tajo. Esta falla presenta un salto vertical máximo de 150 m, y se sitúa sobre una falla de basamento, afectando el movimiento los materiales Miocenos. La actividad tectónica de esta falla controla los espesores y las facies de las series neógenas en este sector de la cuenca de Madrid (Rodríguez Aranda *et al.*, 1995).

La estructura de la Sierra de Altomira presenta, en su zona más frontal, dos cabalgamientos ciegos imbricados, con el desarrollo de anticlinales en el bloque de techo. Los cabalgamientos ascienden a través de la serie mesozoica desde el nivel de despegue general, situado en el *Keuper*, hasta amortiguarse en los niveles paleógenos, y aprovechan los materiales incompetentes de la *Fm. Margas arcillas y yesos de Villalba de la Sierra* como nivel de despegue local. Sobre estos dos cabalgamientos ciegos se desarrolla el cabalgamiento principal de la Sierra de Altomira, el cual aflora con una continuidad kilométrica y duplica la serie carbonatada mesozoica. El cabalgamiento principal utiliza también los materiales arcillosos y yesíferos del tránsito Cretácico-Paleógeno como nivel de despegue, y desarrolla una serie de anticlinales menores en su bloque de techo asociados a despegues y a fallas inversas menores. Todos los pliegues son vergentes

hacia el O, y el salto vertical acumulado en la cobertera mesozoica respecto a su posición en la cuenca de Madrid, alcanza los 2000 m. El flanco trasero de la Sierra de Altomira descendiende progresivamente hacia el E, hasta alcanzar una posición horizontal en la cuenca de Loranca, 4 Km al E del último afloramiento Cretácico.

El basamento presenta, al igual que en los cortes anteriores, un escalón en la parte trasera de la Sierra de Altomira debido al salto vertical de 200 m de la *falla de Sacedón*, cuyo bloque hundido se sitúa en el E. Esta falla separa un basamento metamórfico formado por materiales paleozoicos de naturaleza pizarrosa y cuarcítica en la cuenca de Loranca, del basamento gnéissico y/o granítico de la cuenca de Madrid.

El acortamiento calculado en esta sección de la parte central de la Sierra de Altomira alcanza los 9.1 Km (30.5 %), siendo considerablemente mayor que el calculado en los cortes II-II' y III-III'. Este mayor acortamiento se refleja en que los relieves de la Sierra de Altomira alcanzan su mayor altura en este sector, con cotas próximas a los 1200 m (picos de Altomira, 1180 m y de la Atalaya, 1173 m). Además, y a diferencia de lo que ocurre en el tramo septentrional, los materiales miocenos se encuentran discordantes y fosilizan estructuras compresivas N-S, pero no llegan a cubrir completamente la Sierra de Altomira, por lo que éste tramo ha constituido un relieve positivo durante todo el Neógeno.

B) Cuenca de Loranca (tramos B-C y C-D)

Desde la Sierra de Altomira hasta la Sierra de Bascuñana la cuenca de Loranca no presenta estructuras compresivas relevantes, a excepción de un suave anticlinal de baja amplitud situado por encima de una falla normal que afecta al basamento (*falla del río Mayor*). Por tanto, la geometría de la cobertera mesozoica es prácticamente horizontal a lo largo de más de 30 Km.

El basamento, por el contrario, presenta algunas fallas normales (*falla de Gascuña*), que controlan la potencia del tegumento Triásico. El espesor de la cobertera jurásico-cretácica también aumenta progresivamente hacia el E, hasta alcanzar los 1000 m en las proximidades de la Sierra de Bascuñana, tal y como muestran los perfiles sísmicos y el sondeo Torralba-1.

C) Sierra de Bascuñana (tramo D-E)

La estructura del tramo central de la Sierra de Bascuñana es ligeramente diferente a la mostrada en el corte III-III', y consiste en dos cabalgamientos imbricados que llegan a triplicar la serie mesozoica, con un salto vertical acumulado de unos 2000 m. Ambos cabalgamientos presentan pliegues de acomodación en su bloque de techo vergentes hacia el O, y tienen unos flancos traseros con buzamientos suaves y constantes (30°).

El cabalgamiento frontal presenta una rampa que asciende desde el nivel de despegue general, situado en el *Keuper*, hasta amortiguarse en los materiales paleógenos, los cuales se encuentran a su vez fosilizados por los sedimentos del Mioceno inferior. El segundo anticlinal se encuentra apoyado en el flanco trasero del primero, mediante una rampa y un rellano situado sobre dicho flanco a favor de un nivel de despegue local en la *Fm. Villalba de la Sierra*. Tras el rellano, la serie mesozoica desciende hacia el eje del sinclinorio de Mariana, que presenta un relleno del Neógeno inferior con un marcado carácter sintectónico y unos 300 m de espesor.

El acortamiento calculado para esta sección de la Sierra de Bascuñana, es de 6.8 Km, lo que unido al acortamiento de la Sierra de Altomira, proporciona una cifra de 16.05 Km (18.54 %), que es el mayor acortamiento obtenido en todos los cortes realizados en el borde oriental de la cuenca del Tajo (Tabla 5.5).

5.4.4 - CORTE V-V'

Este corte presenta dos tramos ligeramente oblicuos: el primero se extiende desde Tarancón, en la cuenca de Madrid, hasta el eje de la cuenca de Loranca, al E de Pineda de Cigüela, con una longitud de 45 Km, y atraviesa la Sierra de Altomira al S del *Estrecho de Paredes*. El segundo tramo discurre desde el eje de la cuenca de Loranca hasta el centro de la cuenca de Mariana, y atraviesa el tramo meridional de la Sierra de Bascuñana a través de la *Sierra de Tondos*.

A) Sierra de Altomira - mitad oriental de la cuenca de Loranca (tramos A-B y B-C)

El espesor de la cobertera mesozoica en la cuenca de Madrid, en las proximidades de

Tarancón, es de unos 700 m, mientras que el basamento cristalino se encuentra a 1100 m bajo el nivel del mar.

✧ La estructura de la Sierra de Altomira consiste en tres anticlinorios vergentes al O donde afloran materiales jurásicos y cretácicos que se encuentran separados entre sí por estrechos sinclinales paleógenos cabalgados en su flanco oriental. El nivel de despegue basal lo constituyen las facies *Keuper* triásicas, desde donde ascienden las rampas a través de la serie mesozoica, afectando claramente al paleógeno. Además del nivel de despegue general, existen niveles locales donde se sitúan rellanos en la base del Jurásico, en el contacto Jurásico-Cretácico, y, sobre todo, en las arcillas y yesos del tránsito cretácico-paleógeno (*Fm. Villalba de la Sierra*). En esta sección no aparecen retrocabalgamientos, y los flancos frontales de los pliegues presentan altos buzamientos, llegando a estar invertidos, mientras que los flancos traseros presentan buzamientos más bajos. Cabe destacar que, en general, los planos axiales de los anticlinales asociados a las rampas en el bloque de techo, aumentan su buzamiento hacia el E debido a la imbricación de los cabalgamientos (*imbricate thrust system*).

Separado por otro sinclinorio donde afloran materiales paleógenos, se encuentra el *anticlinal de Carrascosa del Campo*, que consiste en un pliegue de propagación de falla desarrollado en el bloque de techo de un cabalgamiento ciego. El acortamiento calculado para la cobertera en la Sierra de Altomira y el anticlinal de Carrascosa del Campo es de 11.75 Km (20.74 %).

✧ El basamento presenta algunas fallas de carácter normal, entre las que destacan la *falla de Sacedón*, con características similares a las descritas en los cortes anteriores, pero con un salto vertical menor. Entre la Sierra de Altomira y el anticlinal de Huetos existe otra falla NO-SE (*falla de Alcázar del Rey*), que presenta un movimiento de tipo direccional-normal con sentido de movimiento sinistroso, y cuyo movimiento, a diferencia de la *falla de Sacedón*, afecta a la cobertera mesozoico-paleógena.

Desde el anticlinal de Carrascosa hasta el centro de la cuenca de Loranca sólo aparecen algunos pliegues de baja amplitud desarrollados en la cobertera, posiblemente originados por el despegue a favor de las facies plásticas del *Keuper*, y donde no es posible descartar cierta actividad

halocinética. Justo en el final del tramo, el basamento está afectado por una importante falla normal (*falla de Loranca*), que presenta unos 500 m de salto vertical, y controla el espesor del tegumento Triásico.

B) Mitad oriental de la cuenca de Loranca - Sierra de Bascuñana (tramo C-D)

La estructura más importante que aparece en este tramo, antes de alcanzar la Sierra de Bascuñana, es un cabalgamiento ciego de dirección NO-SE que afecta a la cobertera mesozoico-paleógena, y que presenta vergencia hacia el O y un salto vertical de 700 m. (*anticlinal de Villar del Maestre*). Esta estructura consiste en un pliegue de propagación de falla originado por una rampa que asciende desde el *Keuper*, y se amortigua en el Cretácico superior. Este pliegue se encuentra parcialmente erosionado por los materiales de edad oligocena, los cuales presentan un carácter sintectónico. A su vez, los materiales del tránsito Paleógeno-Neógeno y del Mioceno inferior fosilizan la estructura completamente. Por debajo del flanco trasero de este cabalgamiento existe una falla normal en el basamento (*falla de Bólliga*), que da paso a un bloque hundido de basamento, cuyo techo se sitúa por debajo de los 3000 m bajo el nivel del mar.

La estructura de la Sierra de Bascuñana en este corte presenta una vergencia contraria a la obtenida en los cortes III y IV, y consiste en un cabalgamiento vergente al NE que asciende desde el nivel de despegue basal, en las proximidades de Navalón. La geometría que presenta este retrocabalgamiento es la de rampa - rellano - rampa, desarrollando dos anticlinales secundarios en la flexión rampa - rellano y en el rellano, que hemos interpretado como despegues. La rampa final afecta a toda la serie mesozica, y desarrolla un gran anticlinal volcado hacia el NE, cuyo flanco frontal es subvertical y se encuentra afectado por una importante falla normal (*falla de Olalla*). Existen, además, otras pequeñas fallas normales y normal - direccionales cuya actividad tardía retoca esta estructura principal.

Es de destacar la importante acumulación de sedimentos triásicos en el núcleo de esta estructura, ya que pensamos que no existe duplicación tectónica de la serie mesozoica, en función de la relación amplitud-potencia de la serie jurásico-cretácica, que supera los 1000 m de

espesor. Esta acumulación de material mecánicamente incompetente puede haber favorecido el flujo de material hasta generar el desarrollo de las fallas normales, y/o el comportamiento halocinético. No obstante, y aunque no se puede excluir un cierto comportamiento halocinético, tanto la geometría de los pliegues, como los datos mesoestructurales (cap. 6), implican la actuación de esfuerzos horizontales importantes.

La geometría del basamento por debajo de este tramo meridional de la Sierra de Bascuñana no es clara, debido a la falta de datos geofísicos. Para compensar el exceso de área en los materiales triásicos en el corte, se ha supuesto la presencia de un bloque levantado por debajo de la misma. Además, hay que tener en cuenta que más al N afloran materiales detríticos del Cretácico inferior en *facies Weald*, por lo que es posible la presencia de fallas que controlen su depósito, aunque no sea segura su localización exacta.

El acortamiento calculado para la cobertera en la Sierra de Bascuñana es de 2.6 Km, lo que proporciona un acortamiento total de 14.35 Km (15.9 %) para la deformación acumulada en la Sierra de Altomira y en las estructuras compresivas de dirección NO-SE de la mitad meridional de la cuenca de Loranca.

5.4.5 - CORTE VI-VI'

Este corte se dispone desde la cuenca de Madrid, en las proximidades de Horcajo de Santiago, hasta los afloramientos mesozoicos de la Cordillera Ibérica situados al E de Cuenca. La longitud total del corte es de 88.9 Km, y se ha dividido en dos partes con el fin de evitar la importante *zona de transferencia de Villar de Olalla*, oblicua a la dirección del corte.

✧ El primer sector presenta, a su vez, dos tramos: uno orientado N85E, que atraviesa el sector meridional de la Sierra de Altomira a la altura de Segóbriga, y otro N65E desde el S de Montalbo, a través del sondeo de El Hito, hasta el S del sondeo de Villanueva de los Escuderos. Este sector está apoyado, además de en los sondeos, en los perfiles sísmicos T-17, T-19 y T9, y tiene una longitud de 62 Km.

✧ Por lo que se refiere al segundo sector, atraviesa el *anticlinal de Villar de Olalla* y el borde

de la Cordillera Ibérica al S de Cuenca, con una dirección N50E, transversal a las estructuras compresivas. La longitud del mismo es de 26.9 Km, y, desgraciadamente, el corte no está apoyado en datos geofísicos, por lo que la estructura en profundidad está poco constreñida.

A) Sector I: Sierra de Altomira - Anticlinorio de El Hito (tramos A-B y B-C)

El basamento de la cuenca de Madrid en las proximidades de Horcajo de Santiago es de naturaleza granítica, tal y como indica el sondeo de Tribaldos-1, situado más al N, y se encuentra 1000 m bajo el nivel del mar. Sobre este basamento se dispone una delgada cobertera mesozoica indeformada de menos de 400 m de espesor y una serie detrítica terciaria de unos 800 m. La cobertera mesozoica engrosa progresivamente hacia el O, y se encuentra afectada por un primer cabalgamiento ciego (*anticlinal de Torrubia del Campo*), de escaso salto vertical.

Unos tres kilómetros más hacia al E comienza la Sierra de Altomira propiamente dicha, cuya estructura consiste en dos anticlinorios principales separados por un estrecho sinclinal. El primero de los anticlinorios consta de tres cabalgamientos principales imbricados entre sí, siendo el más frontal ciego, mientras que los dos más traseros afloran en superficie. Estos cabalgamientos duplican la serie jurásico-cretácica, y el nivel de despegue se encuentra próximo a la base del Jurásico, debido al adelgazamiento de la serie triásica en este sector. Desde esta posición, las rampas de los cabalgamientos ascienden por toda la serie mesozoica. Este apilamiento imbricado de cabalgamientos se encuentra modificado por la presencia de una zona de transferencia dextrorsa (*zona de falla del Cigüela*) situada por encima de una zona de fractura del basamento de dirección NE-SO. Esta estructura presenta evidencias de un rejuego normal posterior a los cabalgamientos, aunque su salto es moderado. La presencia de esta compleja zona de transferencia produce una geometría escalonada en el basamento, así como un aumento considerable del espesor de los materiales triásicos hacia el E, pasando el nivel de despegue a estar situado en el Triásico superior (*Keuper*).

El segundo anticlinorio consiste en un sistema rampa-rellano-rampa, y aprovecha como nivel de despegue local las facies plásticas de la *Fm. Margas arcillas y yesos de Villalba de la*

Sierra. La rampa presenta por delante una pequeña escama que afecta al paleógeno más inferior, así como una serie de pliegues menores generados en la flexión rampa-rellano y por pequeños despegues entre la cobertera carbonatada y los materiales plásticos del *Keuper*. La naturaleza del basamento alcanzado por el sondeo de El Hito es pizarrosa, lo que confirma los modelos gravimétricos realizados en la mitad septentrional de la cuenca de Loranca.

Las estructuras compresivas de estos dos anticlinorios se encuentran fosilizadas por los sedimentos del Mioceno medio y superior, y desde el flanco trasero del segundo anticlinorio, la serie mesozoica desciende progresivamente hasta disponerse horizontal bajo el pueblo de El Hito. El acortamiento calculado para todas las estructuras compresivas desde la cuenca de Madrid hasta la laguna de el Hito es de 9.4 Km (27.7 %, Tabla 5.5).

Al NE de la laguna de El Hito se desarrolla otro importante conjunto de estructuras compresivas (*anticlinorio de Zafra de Záncara*), que presenta una clara duplicación de la serie cretácica y jurásica, tal y como atestigua el sondeo petrolífero de El-Hito. La estructura de este anticlinorio consiste en dos rampas principales que ascienden desde el Triásico hasta afectar a los materiales paleógenos, generando un anticlinal en su bloque de techo. El cabalgamiento más occidental aflora claramente en superficie, y el salto vertical acumulado está próximo a los 1800 m. El Jurásico presenta un espesor importante, superando los 500 m, y su base es aprovechada como nivel de despegue. El flanco trasero del anticlinal de Zafra de Záncara se encuentra afectado por una falla normal que lamina la *Fm. Margas arcillas y yesos de Villalba de la Sierra*.

Ocho kilómetros hacia el NE la cobertera se encuentra afectada por un cabalgamiento ciego que produce un pliegue de propagación de falla en su bloque de techo, y se amortigua en la base del Cretácico superior (*anticlinal de Poveda de la Obispalía*), situándose el nivel de despegue en las facies *Keuper* triásicas. El acortamiento calculado para el anticlinorio de Zafra de Záncara y el cabalgamiento ciego de Poveda de la Obispalía es de 4.95 Km (11.66 %).

Tanto al cobertera mesozoica como el basamento descienden de cota hacia el NE, si bien este último lo hace de una manera escalonada debido a la presencia de la *falla normal de Poveda de la Obispalía*, de 450 m de salto. Esta falla

produce un brusco aumento del tegumento Triásico, y sitúa el techo del basamento a 2700 m bajo el nivel del mar en su bloque hundido (NE).

B) Sector II: Anticlinal de villar de Olalla - Borde de la Cordillera Ibérica (tramos D-E y E-F)

El segundo sector de este corte muestra la estructura del borde SO de la Cordillera Ibérica en las proximidades de Cuenca. La primera estructura importante lo constituye un gran retrocabalgamiento ciego al S de Villar de Olalla, que presenta un flanco NE vertical y un flanco SO buzando menos de 30°. Este cabalgamiento se amortigua en la *Fm. Villalba de la Sierra*, que en esta zona presenta un gran espesor. Los materiales oligocenos muestran discordancias progresivas que indican un claro carácter sintectónico, y se encuentran a su vez afectados por fallas normales tardías (*falla del río San Martín*). Al NE del cabalgamiento de Villar de Olalla aparece un sinclinal relleno por materiales oligocenos, cuyo flanco NE lo constituye un anticlinal vergente hacia el SO (*anticlinal del cerro del Morrón*). Debido al gran espesor de la cobertera mesozoica competente, y la longitud de onda y los buzamientos de los flancos, se ha interpretado a esta estructura como un pliegue de despegue (*"detachment fold"*) a favor de las facies plásticas del *Keuper*.

Desde este anticlinal hacia el N, la cobertera forma otro sinclinal laxo, cabalgado en su flanco NE por el *cabalgamiento ciego de Cuenca*. Este cabalgamiento genera en su bloque de techo un pliegue vergente al SO, en cuyo flanco frontal se encuentra la ciudad de Cuenca.

El acortamiento calculado para el conjunto de estructuras compresivas de dirección NE-SO desarrolladas en la cobertera en este sector del corte es de 4.35 Km (13.92 %), si bien hay que tener en cuenta que no existe control geofísico sobre la geometría de las estructuras en profundidad, ni sobre la posición del basamento.

5.4.6 - CORTE I-I'

Se ha dejado la descripción de este corte para el último lugar debido a que se trata de un corte paralelo al eje mayor de la cuenca de Loranca, y por tanto, paralelo a la mayor parte de las estructuras compresivas que aparecen en la cuenca. Aunque por este motivo el corte I-I' no ha podido

ser restaurado a la posición indeformada, sirve para observar cual es la geometría de algunos accidentes transversales en el basamento, así como la terminación septentrional y meridional de la cuenca de Loranca.

A lo largo del corte, y de N a S, se pueden diferenciar tres segmentos de orientaciones diferentes: El primero se sitúa en el sector septentrional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica, con una orientación transversal a las estructuras de dirección N70E que aparecen en éste área. El segundo tramo se dispone con una orientación N-S a lo largo del eje axial de la cuenca, hasta la altura de Loranca. El último tramo tiene una orientación NO-SE, transversal a la zona de transferencia de San Lorenzo de la Parrilla, límite meridional de la cuenca de Loranca con la Cordillera Ibérica.

A) Sector Septentrional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica

Este tramo se extiende desde las proximidades de Cifuentes hasta el NE de Valdeolivas, y a lo largo del mismo sólo afloran sedimentos terciarios y cuaternarios, así como del tránsito Cretácico Paleógeno (*Fm. Margas arcillas* y *yesos de Villalba de la Sierra*) en los núcleos de los anticlinales. La estructura en el subsuelo está apoyada por los perfiles sísmicos T-11, T-9, T-10 y T-4, los cuales son oblicuos al corte, así como en el modelo gravimétrico I, el cual discurre por los primeros 22 Km del perfil.

En el extremo N del corte la cobertera muestra una serie de pliegues vergentes al SE, de longitud de onda y amplitud variables, siendo el más importante el de Huetos, que hace aflorar los materiales del Cretácico superior. Estos pliegues, debido a su asimetría, así como a las geometrías que se observan en sus continuaciones hacia el SSE, se han interpretado como relacionados con los sistemas de cabalgamientos ENE-OSO vergentes al SE que aparecen en la Cordillera Ibérica. Su formación es posteriores a los de dirección N-S, y afectan a los materiales neógenos, incluidos los del Mioceno superior.

Por debajo del anticlinal de Huetos se ha interpretado la presencia de un escalón en el basamento, el cual eleva 400 m el bloque septentrional y pone en contacto dos tipos diferentes de basamento mediante una falla con salto inverso

de dirección próxima a E-O (*falla de Huertapelayo*). Los datos gravimétricos apoyan la presencia de un basamento menos denso en el NO, y uno más denso y más profundo en el labio SE.

Desde el anticlinal de Huetos hacia el S, el corte atraviesa una zona de superposición de pliegues de direcciones N-S y N70E, los cuales producen una estructura en *pop-up* en cuyo eje sinclinal axial se sitúan las calizas del Mioceno Superior que afloran en las *Tetas de Viana*.

Al S de esta estructura existe una falla de carácter normal (*falla del Arroyo de la Solana*), que afecta a los materiales neógenos, y hace descender el basamento a cotas inferiores a los 2000 m bajo el nivel del mar. Esta cota se mantiene durante bastantes kilómetros por la cuenca de Loranca, y sobre este basamento se dispone la cobertera mesozoica y cenozoica sin estructuras relevantes.

El último pliegue de dirección ENE-OSO (*Guadarrama*) vergente hacia el S lo constituye el anticlinal de *Viana de Mondéjar*, el cual llega a afectar de un modo suave a las calizas del páramo de edad Mioceno superior.

B) Estructura del sector central de la cuenca de Loranca a lo largo de su eje axial.

Este tramo del corte no presenta ningún tipo de estructura importante que afecte a la cobertera, hasta que se alcanza el valle del río Mayor. El basamento sí presenta algunas fallas de tipo normal (*fallas de Gascuña y de Tarancón*), que controlan el espesor del tegumento Triásico, pero no parecen afectar a la cobertera situada por encima del Triásico.

En el valle del río Mayor se desarrollan una serie de fallas normales de bajo salto vertical, que producen una pequeña fosa en los materiales detríticos paleógenos. El extremo N de esta estructura, lo constituye una falla que afecta al basamento de dirección NE-SO (*falla del río Mayor*), al S de la cual el techo del basamento desciende hasta los 2500 m bajo el nivel del mar.

C) Estructura del sector meridional de la cuenca de Loranca.

En este último tramo aparece una serie de fallas que afectan al basamento, y en menor medida a la cobertera, que generan una geometría del fondo de la cuenca más irregular que desde las fallas de Tarancón y de Gascuña hacia el N. Así, el basamento presenta una serie de escalones a favor de las *fallas de Pineda de Cigüela y de Poveda de la Obispalía*, cuyos flancos hundidos se sitúan hacia el N. Estas fallas presentan pequeños rejuegos de tipo normal, de escasa magnitud, que afectan a la cobertera.

El techo de la cobertera mesozoica asciende progresivamente desde el eje del sinclinal situado entre las *fallas del río Mayor y de Pineda de Cigüela* (-900 m), hasta alcanzar los 250 m bajo el nivel del mar cerca de Poveda de la Obispalía. Desde este pueblo hacia el S, comienza a complicarse la estructura mediante la actuación de una serie de fallas en el basamento de dirección ESE-ONO (*fallas de Altarejos y de Mota de Altarejos*), sobre las que desarrollan zonas de transferencia en la cobertera de tipo transpresivo. Estas zonas de transferencia que elevan la cobertera mesozoica, constituyen las rampas laterales septentrionales del *cabalgamiento de San Lorenzo de la Parrilla*. Este cabalgamiento duplica la serie jurásica y hace aflorar el Cretácico, tal y como muestra el sondeo petrolífero de San Lorenzo de la Parrilla, y la sección paralela al cabalgamiento que muestra el corte I-I'.

Hacia el S, el anticlinal de San Lorenzo limita, mediante una zona de deformación transtensiva de orientación NE-SO (*zona de transferencia de San Lorenzo de la Parrilla*), con otra donde afloran materiales paleógenos, y donde la serie mesozoica se encuentra muy somera. Esta zona transtensiva se desarrolla a favor de fallas de basamento, y su actuación afecta tanto a éste como a la serie mesozoica y a las propias estructuras compresivas. Esta zona conecta hacia el E con el *bloque de Valeria*, donde aflora la serie mesozoica con gran continuidad.

5.5 - DISCUSIÓN

El aspecto que primero salta a la vista al analizar los mapas de isobatas y los cortes geológicos equilibrados, es el desacoplamiento generalizado que existe entre el basamento y la cobertera a favor de las facies plásticas del Triásico superior (*Keuper*). Esto es así en toda la zona de estudio excepto en el borde de la Cordillera Ibérica, donde los datos geofísicos indican que el basamento debe estar afectado por estructuras compresivas.

No obstante, y a pesar de ese desacoplamiento generalizado, aparecen evidencias de relaciones entre las estructuras que afectan al basamento y las que se desarrollan en la cobertera. A continuación se van a resumir las principales características estructurales de la cobertera y del basamento en el borde oriental de la zona del Tajo para, finalmente, discutir las posibles relaciones entre el desarrollo de unas y otras.

Estructura de la Cobertera

La cobertera mesozoico-paleógena se caracteriza por presentar una deformación de tipo compresivo, con pliegues y cabalgamientos de direcciones principales N-S a NO-SE. Esta deformación no se encuentra uniformemente repartida por la zona de estudio, sino que se distinguen unos cinturones, donde ésta se encuentra muy concentrada, de otras zonas con nula o muy baja deformación (cuenca de Madrid y mitad septentrional de la cuenca de Loranca).

Tanto la Sierra de Altomira como la de Bascuñana consisten, básicamente, en sistemas imbricados de cabalgamientos, con una secuencia de propagación hacia el antepaís. En ellos, y por regla general, las fallas más antiguas se encuentran afectadas por los nuevos cabalgamientos que avanzan hacia el antepaís indeformado (cuenca de Madrid). Todos los cabalgamientos se propagan desde las facies plásticas del Triásico superior (*Keuper*) desde donde ascienden en la serie estratigráfica hacia el O, generando pliegues de flexión de falla en los cambios de buzamiento de las superficies de cabalgamiento y pliegues de propagación en su extremo. No obstante, también se desarrollan rellanos superiores a favor de zonas de contraste de competencias o niveles estratigráficos poco competentes (*Fm. Margas arcillas y yesos de Villalba de la Sierra*, del tránsito Cretácico-Paleógeno).

En los sectores central y septentrional de la Sierra de Altomira, la deformación es muy apretada, lo que unido a su trazado rectilíneo, sugiere que la nucleación de la deformación debe estar condicionada por algún tipo de factor (geométrico y/o reológico). De no ser así, la deformación se repartiría a lo largo de la mitad septentrional de la cuenca de Loranca, tal y como sucede en su mitad meridional.

En la mitad meridional de la Sierra de Altomira, y su enlace meridional con la Cordillera Ibérica, las estructuras pasan a estar distribuidas de una manera más homogénea por toda la cuenca de Loranca. Este cambio en su distribución espacial va acompañado de una rotación antihoraria de las trazas de las estructuras longitudinales desde el N, (donde son N-S) hacia el S (NE-SO).

La mayor parte de las estructuras longitudinales compresivas se encuentran segmentadas lateralmente por una serie de zonas de deformación compleja relativamente estrechas, y que se caracterizan por presentar pliegues oblicuos a la dirección general de las estructuras y vergencias variables, así como fallas direccionales. Estas zonas de deformación compleja constituyen las *zonas de transferencia* que sirven de enlace a sectores de los cinturones de pliegues y cabalgamientos con características estructurales y grados de acortamiento diferentes.

Cuantificación del grado de acortamiento de la cobertera

El acortamiento calculado para la cobertera mesozoico-paleógena, asociado a las estructuras compresivas del borde oriental de la cuenca del Tajo, oscila entre los 7.3 y los 16.05 Km (Tabla 5.5), representando unos valores relativos de entre el 15.85 y el 18.54 %. La distribución de los valores de acortamiento no es aleatoria, sino que parece guardar una relación con la posición de los cortes, así como con la orientación de las estructuras (fig. 5.5.1).

De este modo, el valor de acortamiento es máximo en el corte IV-IV' que atraviesa los sectores centrales de la Sierra de Altomira y de Bascuñana, donde los cabalgamientos y los pliegues tienen una orientación bien definida N-S (*Altomira*).

Desde estos sectores centrales, el acortamiento disminuye de un modo desigual hacia ambos extremos: hacia el N esta disminución es drástica, y se relaciona con un amortiguamiento de la deformación, llegando a desaparecer las estructuras compresivas N-S a la altura de Trillo. Hacia el S la disminución del acortamiento es mucho más suave, y se relaciona con un cambio en la orientación de las estructuras, que pasan a tener una dirección NE-SO (*Ibérica*), y a estar menos apretadas. Estas estructuras NO-SE, a pesar de ser más numerosas que las N-S, implican un menor grado de acortamiento.

La continuidad en el afloramiento, y el tránsito homogéneo de las estructuras N-S a las NO-SE, ha llevado a algunos autores a proponer a la estructura de la Sierra de Altomira como una rampa lateral de los cabalgamientos frontales NE-SO de la Cordillera Ibérica, la cual no sería sino el límite transpresivo dextroso del orógeno pirenaico (Guimerá y Álvaro, 1990). Según esta hipótesis la edad de la deformación y la cantidad del acortamiento disminuirían desde las zonas frontales (S de la zona de estudio) hacia el N, hasta desaparecer la deformación con origen "pirenaico" en el extremo N de la Sierra de Altomira.

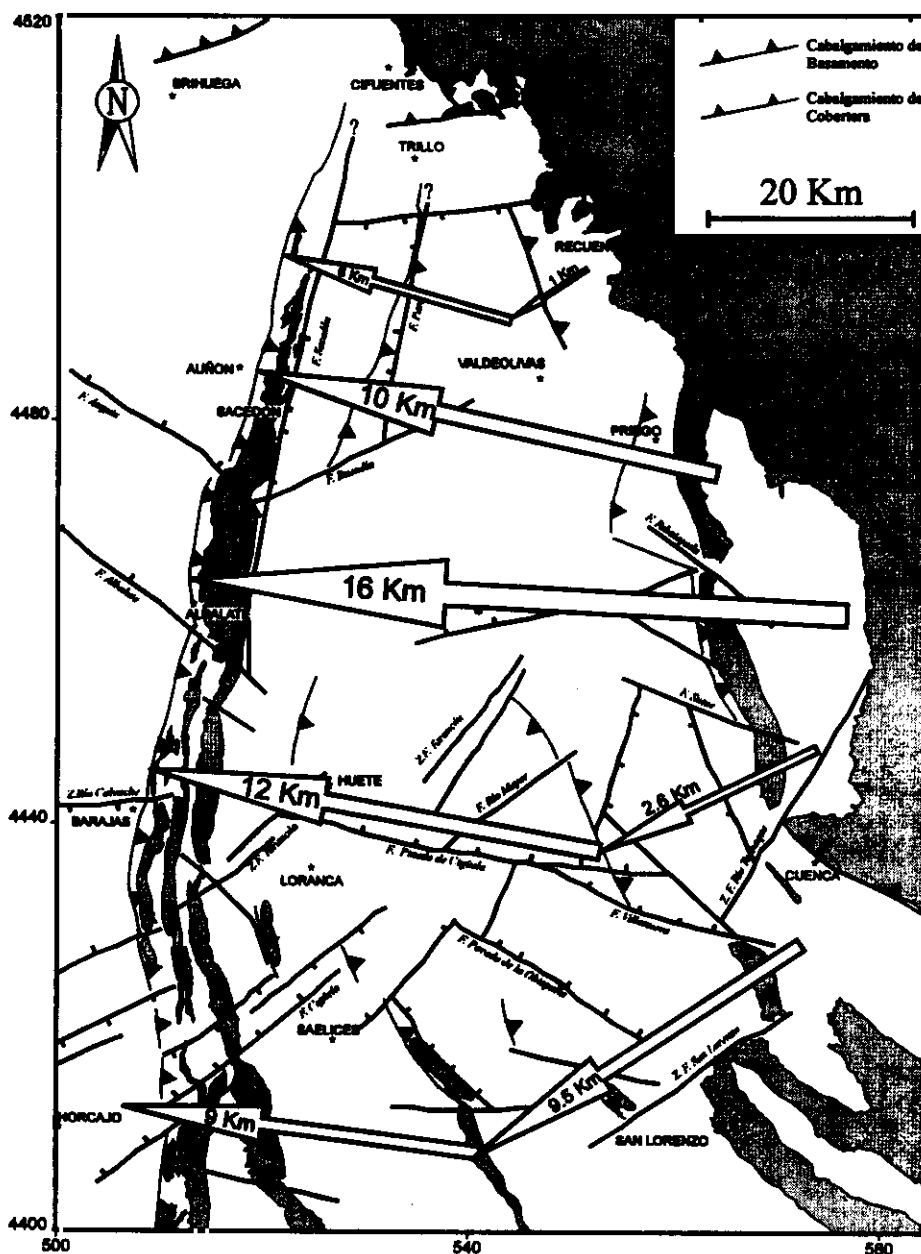


Figura 5.5.1: Esquema ilustrativo de la cuantía y sentido de los desplazamientos asociados a las estructuras compresivas N-S y NO-SE en el borde oriental de la cuenca del Tajo. Se puede observar como el máximo desplazamiento se desarrolla entre el Sector Central de la Sierra de Altomira y de la Sierra de Bascuñana para las primeras, y en el extremo SE para las segundas (ver texto para la explicación).

No obstante, tanto los valores de acortamiento calculados en este trabajo, como los datos dinámicos y cinemáticos (capítulos 6 y 7) contradicen parcialmente esta hipótesis. Así, las sierras de Altomira y Bascuñana constituyen sistemas de cabalgamientos frontales con un sentido de emplazamiento hacia los N275E, y con rampas laterales propias asociadas a zonas de transferencia. Además, tanto los máximos valores de acortamiento, como las máximas alturas de los relieves, se sitúan en el sector central de la zona de Altomira, y no en su parte S.

En lo relativo a la edad de la deformación, si parece claro que la deformación comienza en la parte S en el Oligoceno y migra hacia el N, relacionándose con la generación de las estructuras NO-SE. No obstante, el emplazamiento de los cabalgamientos N-S es posterior al de las estructuras compresivas desarrolladas en la mitad meridional de la cuenca de Loranca, tal y como lo avalan los datos mesoestructurales y de relleno de las cuencas (capítulos 3, 6 y 7).

De este modo, los datos macroestructurales indican dos zonas en la cobertera del borde oriental de la cuenca del Tajo separadas por una banda de fracturación NE-SO en el basamento (*zona de falla de Tarancón*), sobre la que se desarrolla una compleja zona de transferencia (fig. 5.5.1). Al S de esta banda se desarrollarían estructuras relacionadas con la Cordillera Ibérica, las cuales sufren una rotación progresiva en sus orientaciones y presentan una edad menor desde el SE hacia el NO, tal y como han propuesto Guimerá y Álvaro (1990). Por el contrario, desde esta zona hacia el N, la deformación pasa a estar concentrada en la Sierra de Altomira, la cual presenta estructuras laterales propias. El acortamiento calculado en el sector central de la Sierra de Altomira disminuye tanto hacia el N (hasta desaparecer a la altura de Trillo), como hacia el S, donde las estructuras compresivas se unen a las generadas durante el episodio anterior.

Por lo que se refiere a las deformaciones presentes en el borde de la Cordillera Ibérica incluido en la zona de estudio, es posible diferenciar dos sectores:

✧ En el extremo SE, en la Serranía de Cuenca la estructura es muy suave y está relacionada con pliegues de dirección NE-SO y vergencia hacia el SO.

✧ Por el contrario, en el sector septentrional (*dominio del Alto Tajo*), la estructura pasa a estar controlada principalmente por fallas en

dirección NE-SO dextrosas y otras N-S sinestrosas menos frecuentes, entre las cuales se desarrollan pliegues y cabalgamientos de direcciones próximas a ENE-OSO (*Guadarrama*) y vergencia hacia el S. Este esquema se prolonga hacia el N y NE de la zona de estudio, y se relaciona claramente con un acortamiento según NO-SE (Rodríguez Pascua *et al.*, 1994). En algunos sectores septentrionales se producen interferencias entre las estructuras de dirección *Ibérica* y las de dirección *Guadarrama*, que son claramente posteriores (ver cap. 4).

Estructura del Basamento

En la mayor parte de la zona de estudio, excluyendo la Cordillera Ibérica, la geometría del techo del basamento se caracteriza por ser bastante plana, y sólo está modificada por una serie de fallas normales anteriores a la deformación compresiva terciaria, que controlan los cambios en los espesores de los materiales Triásicos. Estas fallas presentan orientaciones variadas no siendo dominantes las de direcciones NE-SO, tal y como sucede en la Cordillera Ibérica.

En el basamento de la cuenca del Tajo se han distinguido tres zonas en función de su composición y de la geometría y del grado de fracturación que presenta su techo: bloques de la cuenca de Madrid, de Valdeolivas y de Cuenca. Los bloques de la cuenca de Madrid y de Valdeolivas se encuentran limitados por la *falla de Sacedón*, mientras que el límite entre estos dos bloques y el de Cuenca los constituye la *zona de falla de Tarancón*.

✧ El *bloque de la cuenca de Madrid* está compuesto principalmente por gneises y granitos, aunque hacia el centro de la cuenca existe un sinclinorio con metasedimentos paleozoicos en su núcleo (Querol, 1989; Bergamín *et al.*, 1993; Bergamín y Tejero, 1994). El techo de este bloque presenta una geometría muy plana, con suaves flexiones de amplia longitud de onda, y se encuentra afectado por algunas fallas normales y normal-direccionales con escaso salto vertical y direcciones NE-SO y E-O.

✧ El *bloque de Valdeolivas* está compuesto por rocas metamórficas paleozoicas que constituyen el basamento de la mitad meridional de la cuenca de Loranca, y su techo presenta también una geometría bastante plana, con una cota media en torno a los 2000 m bajo el nivel del mar. Este bloque se

encuentra afectado por algunas fallas normales N-S, y NE-SO, y al N limita con la Cordillera Ibérica mediante la falla de Huertapelayo. Esta falla presenta una dirección ENE-OSO y componente inversa, y se extiende hacia el interior de la Cordillera Ibérica.

✧ El *bloque de Cuenca* se caracteriza por presentar una superficie en su techo realmente accidentada, con numerosas fallas normales de hasta 500 m de salto vertical, y cuyas orientaciones principales son NE-SO y ENE-OSO. Las litologías de este bloque son pizarras y cuarcitas paleozoicas, tal y como atestiguan los sondeos presentes en su extremo meridional, si bien la ausencia de datos gravimétricos ha impedido controlar el contacto entre los basamentos de las cuencas de Loranca y de Madrid, por debajo de la Sierra de Altomira. En el extremo oriental de este bloque, el sondeo de Torralba indica la presencia de gneises por debajo de la Sierra de Bascuñana, por lo que no se puede excluir la presencia de este tipo de materiales más al S.

Por lo que se refiere a la naturaleza del basamento y a las estructuras que le afectan por debajo de la cuenca de Mariana, no existen datos geofísicos de calidad para definirlo correctamente, si bien parece probable que alguna de las estructuras NO-SE y NE-SO que aparecen por debajo de la Sierra de Bascuñana se prolonguen hacia el E.

Dadas las diferencias, tanto litológicas como estructurales que presentan estos tres bloques diferenciados, no se puede excluir que presenten un comportamiento diferenciado. En el capítulo 8 se discute, mediante la realización de un conjunto de modelos de elementos finitos, la posible influencia de la heterogeneidad del basamento en la transmisión de los esfuerzos, en función de parámetros geométricos y reológicos.

Relaciones entre las estructuras de la Cobertera y del Basamento

La variación de los espesores de los materiales de triásicos y jurásicos en ambos flancos de las fallas que afectan al basamento, indica que las fallas que limitan los bloques del basamento han condicionado la sedimentación triásica y jurásica (fig. 5.5.2). Así, desde la falla de Sacedón hacia el centro de la cuenca de Madrid, disminuye el espesor de los materiales triásicos y jurásicos, mientras que

se detecta un brusco aumento del espesor de los materiales permo-triásicos desde esta falla hacia el E. Lo mismo sucede con el espesor de los materiales triásicos y jurásicos hacia el S de la zona de estudio, que aumenta espectacularmente a favor de las fallas ONO-ESE que afectan al basamento en la mitad meridional de la cuenca de Loranca.

Por otra parte, la presencia en el basamento de la *falla de Sacedón*, situada en el flanco trasero de la Sierra de Altomira y cuya traza discurre paralela a dicha sierra, sugiere la idea de que la presencia de un escalón en el basamento puede haber controlado la nucleación de los cabalgamientos en la cobertera. Esta nucleación, sin embargo, no está acompañada de un proceso de inversión tectónica del basamento bajo la Sierra de Altomira, hecho sí debe haberse producido en el límite N de la cuenca de Loranca (*falla de Huertapelayo*), así como en el borde de la Cordillera Ibérica, tal y como muestran los modelos gravimétricos I y III.

En algunos trabajos previos (Van Wees, 1994; Van Wees *et al.*, 1995) se ha propuesto que la nucleación en la Sierra de Altomira debe producirse por el acunamiento y desaparición según una dirección N-S de las facies plásticas del Triásico superior en las proximidades de la Sierra de Altomira (Querol, 1989). El papel que juega la variación de facies en el nivel de despegue en un cinturón de cabalgamientos ya ha sido propuesto por diversos autores (por ejemplo en el Pirineo; Vergés *et al.*, 1992; Vergés, 1994). No obstante, si se tiene en cuenta la posibilidad de que la *falla de Sacedón* haya controlado, tanto la potencia, como el tipo de facies de los materiales triásicos, resulta posible pensar que ambos factores (la presencia de la falla como escalón geométrico y control del tipo de facies de los sedimentos triásicos) hayan podido actuar de un modo conjunto en la nucleación de la deformación. En el capítulo de modelización con elementos finitos se discute esta hipótesis.

Otro ejemplo de relación entre las estructuras que afectan al basamento y a la cobertera es el desarrollo de zonas de transferencia en ésta última a favor de los escalones en el basamento producidos por la presencia de fallas normales. Para comprobar esta relación, basta con comparar la posición de las fallas que afectan al basamento con la de las trazas de los cabalgamientos y de los pliegues desarrollados en la cobertera (fig. 5.5.2).

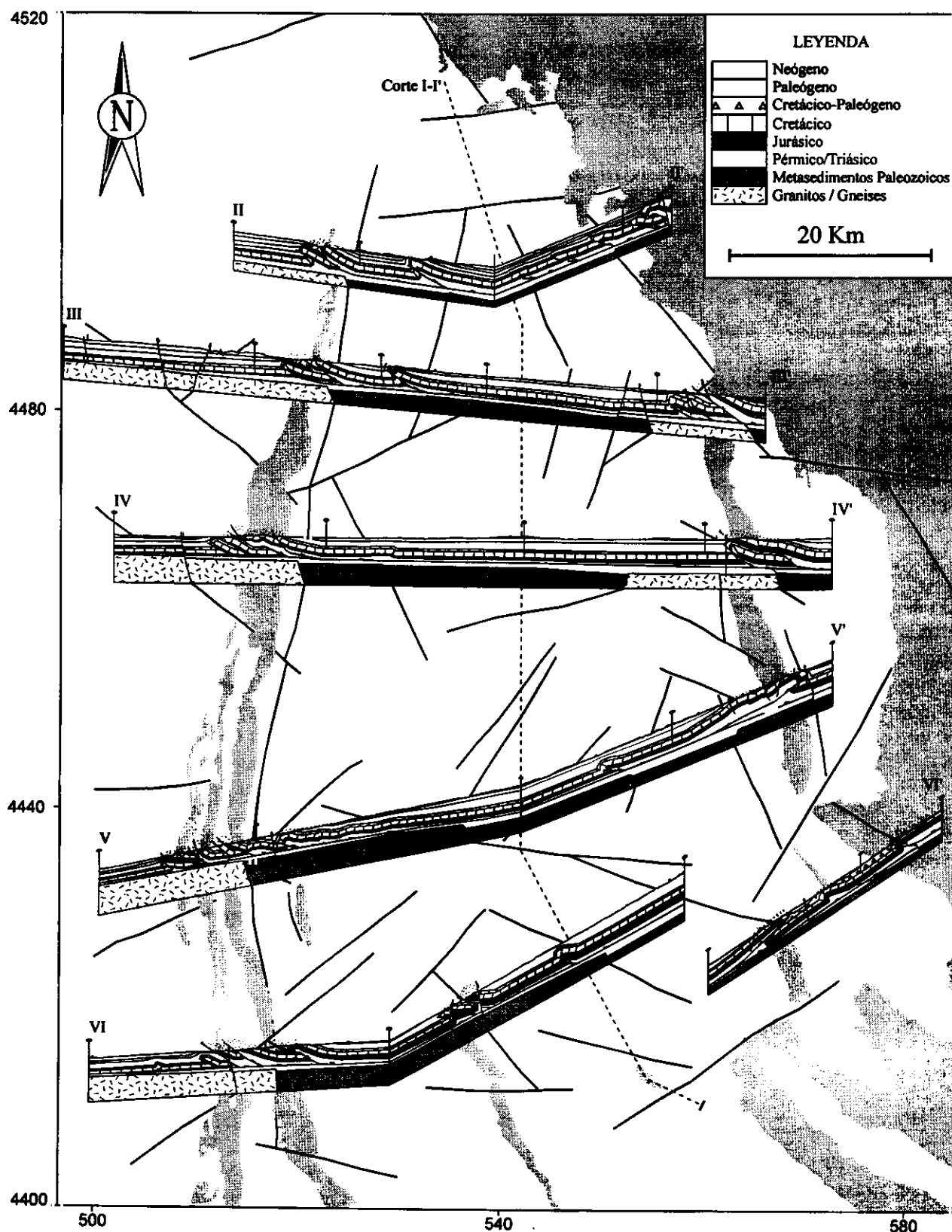


Figura 5.5.2: Cortes geológicos seriados del borde oriental de la cuenca del Tajo (Anexo II). Se puede observar claramente como las zonas de transferencia entre los principales segmentos diferenciados en los cinturones de deformación de la cobertera coinciden con escalones en la geometría del techo del basamento. Si bien estas fallas de basamento no están afectadas de un modo importante por la deformación compresiva bajo la Sierra de Altomira, sí parecen controlar, tanto la sedimentación de las unidades mesozoicas, como la continuidad lateral de los cabalgamientos (ver texto para la explicación).

Estas zonas de transferencia, desarrolladas a favor de fallas en el basamento, no sólo controlan las orientaciones de las estructuras y el grado de acortamiento de las estructuras de la cobertera, sino incluso, la vergencia de las mismas.

Los estudios experimentales (Calassou *et al.*, 1993) demuestran que los parámetros que controlan la formación de zonas de transferencia en sistemas de cabalgamientos de piel fina son:

- ✧ La presencia de escalones en el basamento.

- ✧ La variación en los valores de fricción en el nivel de despegue.

- ✧ Una geometría escalonada de las zonas internas de la cadena.

De estos parámetros, el primero es claro en la zona de estudio, tal y como demuestran los datos geofísicos. El segundo parámetro puede también haber influido, especialmente si las facies del *Keuper* guardan relación con las fallas del basamento, aunque existen pocos datos al respecto como para comprobar este hecho. Por lo que se refiere al último parámetro, parece poco probable su concurrencia en la zona de estudio teniendo en cuenta la geología regional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.



6 - ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS

6.1 - INTRODUCCIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS

Para realizar el análisis de paleoesfuerzos, se ha llevado a cabo una recogida sistemática de datos mesoestructurales en toda la serie de materiales sedimentarios que afloran en el borde oriental de la cuenca del Tajo. El objetivo de este análisis es la reconstrucción de las características y evolución de los estados de esfuerzo que han originado las estructuras que se observan en los cinturones de deformación y que han controlado el relleno de las cuencas sedimentarias terciarias y la fisiografía y paisaje actual. Para alcanzar estos objetivos se han obtenido los diferentes mapas de paleoesfuerzos que han actuado en el área de estudio a lo largo del Terciario.

El principal problema que se ha tenido que afrontar para establecer la reconstrucción evolutiva de los esfuerzos tectónicos ha sido definir el rango de actuación temporal de cada campo de paleoesfuerzos, el cual se ha afrontado desde dos estrategias fundamentales:

1) Realizar medidas micro y mesoestructurales en todo el registro sedimentario, incluyendo los cinturones de deformación (Sierra de Altomira y Cordillera Ibérica), las cuencas terciarias y los escasos sedimentos cuaternarios. Para esto ha sido fundamental la localización estructural y sedimentaria precisa de las estaciones de medida, poniendo especial cuidado en la posición relativa de los datos respecto a las principales discontinuidades sedimentarias.

2) Caracterizar, desde un punto de vista mesoestructural, la mayor parte de las estructuras de escala cartográfica presentes en el área de estudio para deducir los tensores de paleoesfuerzos que las han activado, y poder así relacionarlos con las unidades sedimentarias sintectónicas asociadas a la actividad de las mismas.

Las mesoestructuras que se han medido han sido planos de falla con estrías, picos estilolíticos, grietas de tracción rellenas de calcita, cantos estriados, ejes de pliegues, superficies de estratificación, fracturas sin estrías y diaclasas. Sin embargo, para el análisis de paleoesfuerzos sólo se han utilizado los planos de falla con estrías, cantos estriados de un tamaño centimétrico-decimétrico y excepcionalmente, y sólo en materiales

cuaternarios, planos de falla sin estrías. La elección de las fallas con estrías de deslizamiento como fuente de datos para la realización de los mapas de paleoesfuerzo se ha debido a tres razones fundamentales:

✧ Proporcionan el tensor reducido de esfuerzos (orientaciones de los tres esfuerzos principales y el parámetro de forma R), a diferencia de otro tipo de estructuras que sólo proporcionan la orientación de uno de los ejes principales (ej. estilolitos, grietas de tracción,...).

✧ Las condiciones de afloramiento han permitido obtener un número lo suficientemente elevado de planos de falla con estrías en materiales de todas las edades presentes en la zona de estudio.

✧ Utilizar el mismo tipo de datos para el estudio de todos los materiales. De este modo los paleoesfuerzos obtenidos sólo se diferencian por el grado de error en el cálculo del tensor y en la calidad de la estación.

No obstante, algunos otros datos mesoestructurales (especialmente estilolitos) se han utilizado como apoyo de interpretación al análisis poblacional de fallas, o bien como criterios de inicio de búsqueda para el cálculo del tensor o tensores de paleoesfuerzo. Además, el resto de datos mesoestructurales se ha utilizado para interpretar las relaciones de los resultados de los métodos de análisis poblacional de fallas con las estructuras de escala cartográfica.

6.1.1 - UNIDADES TEMPORALES ELEGIDAS PARA EL ESTUDIO CRONOLÓGICO DE LOS PALEOESFUERZOS

Para clasificar la actividad de los tensores de paleoesfuerzos en una serie de rangos temporales, se ha dividido el registro sedimentario que aflora en la zona en cinco unidades separadas por discontinuidades sedimentarias de primer orden. Estas discontinuidades se reflejan como discordancias angulares en los bordes de las cuencas y paraconformidades hacia el centro de las mismas.

Los criterios utilizados a la hora de elegir las discontinuidades estratigráficas más representativas son: a) una buena definición en las cuencas terciarias de Madrid y de Loranca, y b) que hubiese sedimentos susceptibles de ser analizados mesoestructuralmente entre estas discontinuidades.

En la figura 6.1.1 se muestra un esquema simplificado de las principales unidades neógenas presentes en las cuencas de Madrid y de Loranca, con las principales rupturas sedimentarias descritas recientemente (Calvo *et al.*, 1993; Gómez *et al.*, 1996), y las cinco unidades elegidas en este trabajo para la clasificación temporal de los estados de paleoesfuerzos deducidos que se describen a continuación.

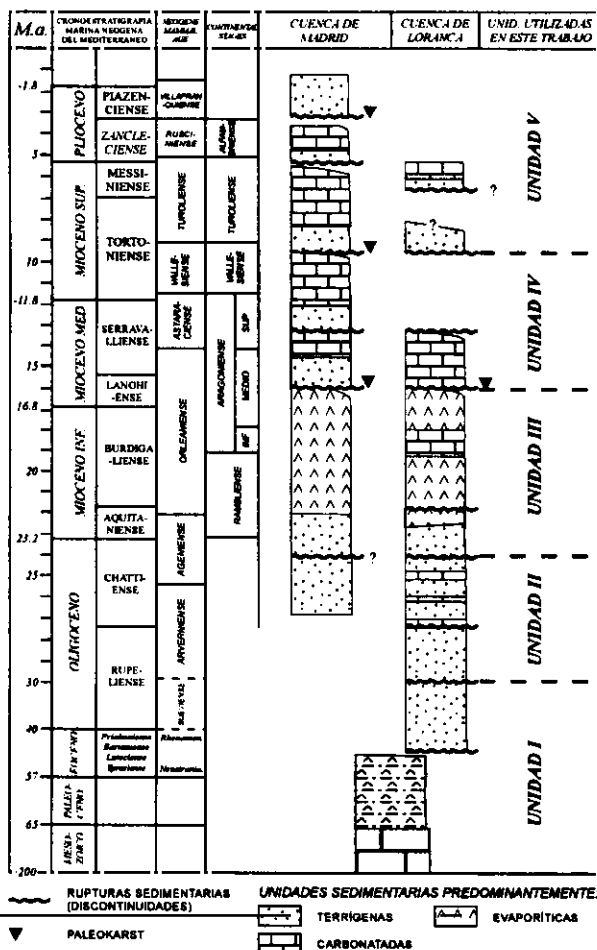


Figura 6.1.1: Unidades sedimentarias y principales rupturas consideradas por diferentes autores (Calvo *et al.*, 1993; Gómez *et al.*, 1996) en las cuencas de Madrid y de Loranca, y unidades elegidas en este trabajo para el estudio cronológico de los estados de paleoesfuerzos puntuales.

A) Unidad I (Jurásico-Arverniense inferior, 30 Ma): Esta unidad abarca a los materiales depositados previamente a las etapas de deformación compresiva que dieron origen a las estructuras que aparecen en la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira. Dentro de esta unidad hay una serie de discontinuidades estratigráficas muy importantes que abarcan grandes periodos de tiempo, como por ejemplo la situada en la base de la *Fm. Utrillas*. Esta unidad incluye también los sedimentos arcillosos y evaporíticos de la *Fm. Arcillas y yesos de Villalba de la Sierra* y los primeros sedimentos puramente continentales en facies fluviales de edad Eoceno - Oligoceno (*Unidad Detrítica Inferior* de Díaz Molina, 1974).

B) Unidad II (Arverniense inferior, 30 Ma - Ageniense inferior, 24 Ma): Esta unidad incluye los depósitos fluviales pertenecientes a las primeras subunidades de la *Unidad Detrítica Superior* (Díaz Molina, 1978), compuesta por dos sistemas de abanicos fluviales coalescentes (Díaz Molina y Tortosa, 1996). El techo de esta unidad se corresponde con la denominada "*Fase Castellana*" definida por Aguirre *et al.* (1976) en la cuenca del Tajo, y que posteriormente se ha extendido a otras cuencas terciarias peninsulares con el nombre de *ruptura sedimentaria del Ageniense inferior* (Calvo *et al.*, 1993).

C) Unidad III (Ageniense inferior, 24 Ma - Aragoniense medio, 16 Ma). La base está bien definida en la cuenca de Loranca, donde se refleja mediante la reactivación de sistemas de abanicos aluviales (Díaz Molina y Bustillo, 1985). Esta unidad incluye en esta cuenca dos subunidades sedimentarias, separadas a su vez por la ruptura sedimentaria Ramblense (Calvo *et al.*, 1993), que equivale a la anteriormente denominada Ageniense superior - Aragoniense inferior (López Martínez *et al.*, 1987).

En la cuenca de Loranca esta unidad comprende la subunidad 3 de la *Unidad Detrítica Superior* y el primer tramo de la *Unidad Terminal* (Díaz Molina *et al.*, 1989).

En la cuenca de Madrid no está bien localizada la ruptura Ramblense, por lo que esta discontinuidad no se ha podido utilizar para diferenciar más unidades por problemas de correlación. Los sedimentos situados por debajo del Aragoniense medio en la cuenca de Madrid se incluyen en la *Unidad Inferior del Mioceno* (Junco y Calvo, 1983), que es el equivalente, al menos

parcialmente, con el primer tramo de la *Unidad Terminal* (Díaz Molina *et al.*, 1989) en la cuenca de Loranca.

Tanto la presencia de estas discontinuidades, próximas desde un punto de vista temporal, como la existencia de discordancias progresivas asociadas a estructuras compresivas en este periodo, avalan la tesis de una actividad tectónica importante en la parte oriental de la cuenca del Tajo durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior.

D) Unidad IV (Aragoniense medio, 16 Ma - Vallesiense superior, 9.5 Ma). La base de esta unidad se corresponde con la ruptura sedimentaria del Aragoniense medio, ampliamente representada en todas las cuencas terciarias del interior peninsular (Calvo *et al.*, 1993). Esta discontinuidad fue denominada como "*Fase Neocastellana*" por Aguirre *et al.* (1976) y, posteriormente, se ha relacionado con la reactivación tectónica de los

márgenes de la cuenca de Madrid, la exhumación de áreas-fuente evaporíticas previas, e incluso, con la presencia de superficies de paleokarst (Calvo *et al.*, 1984, 1989a).

Los materiales incluidos en esta unidad se corresponden con la *Unidad Intermedia del Mioceno* definida en la cuenca de Madrid (Alberdi *et al.*, 1984; Junco y Calvo, 1983), y con el tramo 2 de la *Unidad Terminal* en la cuenca de Loranca (Díaz Molina *et al.*, 1989). Existe otra discontinuidad sedimentaria en el Aragoniense superior (13 Ma) definida en la cuenca de Madrid incluida en esta unidad, que separa dos subunidades en la *Unidad Intermedia del Mioceno* relacionadas con un segundo pulso tectónico en el Sistema Central (De Vicente *et al.*, 1990). Tanto este pulso como el anterior, marcan etapas con características tectónicas diferentes durante el levantamiento del Sistema Central, incluyéndose ambas en la denominada "*Fase Guadarrama*" (De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1990).

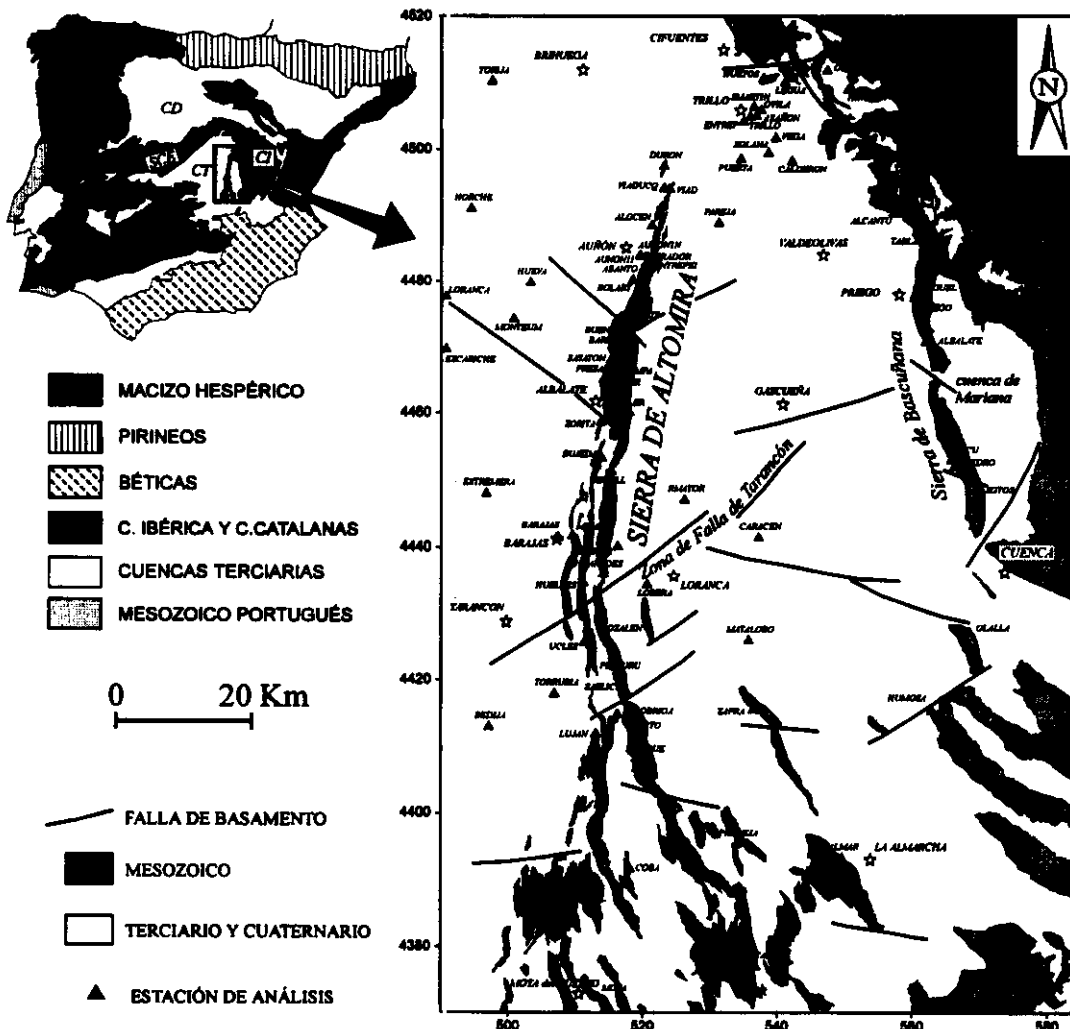


Figura 6.1.2: Localización geográfica y geológica de las estaciones de análisis mesoestructural (Anexo III).

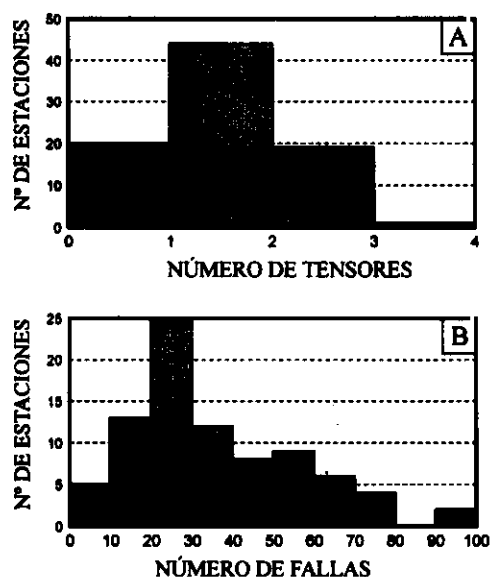


Figura 6.1.3: Distribución de A) los tensores calculados y de B) el número de fallas medidas por cada estación para el conjunto de fallas utilizadas en el cálculo de los paleoesfuerzos.

E) Unidad V (Vallesiense superior, 9.5 Ma - Actualidad, 0 Ma). La ruptura sedimentaria del Vallesiense superior se ha reconocido en todas las cuencas terciarias mayores de la península (Calvo *et al.*, 1993) correlacionándose, además, con un cambio en el tipo de deformación presente en la microplaca Ibérica (Sanz de Galdeano, 1990; De Vicente *et al.*, 1990). En la cuenca de Madrid esta discontinuidad está acompañada de un cambio drástico en la paleogeografía de los sistemas deposicionales, incluyendo los sedimentos fluvio-lacustres del Mioceno superior, así como los depósitos pliocenos y cuaternarios.

No se han considerado otras discontinuidades descritas en la zona de estudio (Turoliense superior, Rusciniense superior -

Villafranquiense inferior, Villafranquiense) debido a la dificultad de correlación, al escaso volumen de sedimentos existentes entre ellas como para realizar estudios mesoestructurales significativos, y a que las deformaciones observadas en estos materiales son equivalentes desde el Mioceno superior hasta la actualidad (Giner, 1996).

6.1.2 - DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS

Para la realización de los mapas de paleoesfuerzos, se han medido un total de 3142 fallas (41 sin estrías en materiales cuaternarios) repartidas en un total de 87 estaciones de análisis descritas en el Anexo III. En la figura 6.1.2 se muestra la localización geográfica y geológica de las estaciones de análisis mesoestructural.

Aunque se ha intentado obtener una distribución espacial y temporal de las estaciones de análisis lo más homogénea posible, ésta ha estado lógicamente condicionada por la presencia de afloramientos representativos y que tuvieran una calidad suficiente. En este sentido, en la figura 6.1.3 se puede observar cuales son los histogramas del número de fallas medidas y tensores calculados por cada estación. Estos dos histogramas se aproximan a una función de distribución de tipo log-normal, con las modas situadas en las clases correspondientes a dos tensores por estación y entre 20 y 30 fallas por estación, respectivamente.

Como es obvio, la distribución de medidas en los diferentes materiales tampoco es homogénea, debido a la heterogeneidad de las litologías presentes, y a las características e intensidad de la deformaciones que los han afectado. En la figura 6.1.4 se puede observar la distribución del número de fallas y tensores obtenidos para los cinco rangos

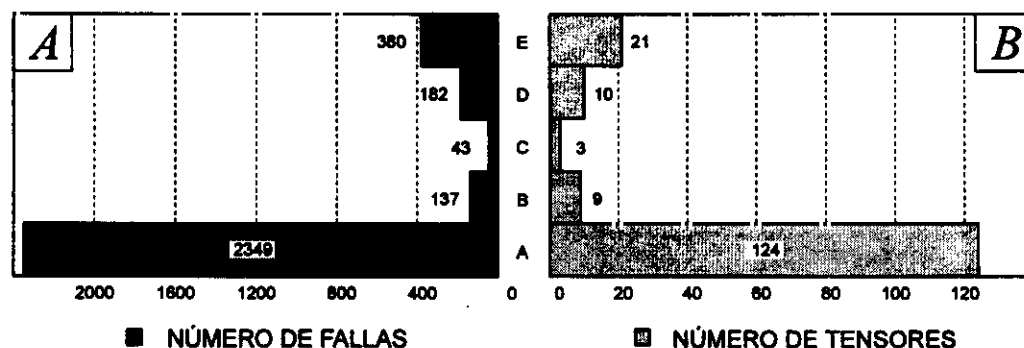


Figura 6.1.4: Distribución A) del número de fallas medidas y B) número de tensores en los cinco rangos de edad elegidos. I) Jurásico - Arverniense inferior (30 Ma); II) Arverniense inferior (30 Ma) - Ageniense inferior (24 Ma); III) Ageniense inferior (24 Ma) - Aragoniense medio (16 Ma); IV) Aragoniense medio (16 Ma) - Vallesiense superior (9.5 Ma) y V) Vallesiense superior (9.5 Ma) - Cuaternario (0 Ma).

temporales en los que se ha dividido el registro sedimentario. Por lo que respecta a los planos de falla sin estrías, sólo se han tenido en cuenta para interpretar las deformaciones más recientes en materiales cuaternarios, ya que en algunos lugares no ha sido posible obtener los datos de las lineaciones de deslizamiento, aunque se observara el salto sobre el plano de falla en el campo. No obstante, y debido a que se han obtenido 13 tensores de esfuerzo a partir de 194 fallas con

estrías medidas en materiales cuaternarios, no se han utilizado los planos de falla sin estrías para la construcción de los mapas de paleoesfuerzos. El mayor número de datos y estaciones se corresponde con los afloramientos de materiales mesozoicos, debido a que presentan unas litologías (calizas y dolomías principalmente) con buenas características para la toma de datos mesoestructurales, y a que son los materiales más antiguos y deformados (fig. 6.1.4).

6.2 - CRITERIOS UTILIZADOS PARA ASIGNAR LOS ESTADOS DE PALEOESFUERZOS PUNTUALES A LOS CAMPOS DE PALEOESFUERZOS

Se han utilizado los dos tipos de criterios (estructurales y sedimentarios) descritos en el capítulo 3 para clasificar cronológicamente los estados de paleoesfuerzos puntuales en una serie de intervalos temporales. A continuación se describen las características generales que se pueden atribuir a los tensores, en función de su rango de actividad deducida con esos criterios. Ambos tipos de datos (características y edad) han resultado imprescindibles para construir los campos de paleoesfuerzos que se describen más adelante.

6.2.1 - CRITERIOS SEDIMENTARIOS

A) - Edad mínima de actuación (edad de los materiales en los que se han medido los datos mesoestructurales)

En la figura 6.2.1 se ha representado, mediante histogramas, la orientación de σ_{HMAX} o σ_{HMIN} de los tensores obtenido mediante el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992), frente a la edad de los materiales donde se han medido los datos. En esta figura, los tensores compresivos se han representado en la columna de la izquierda, y los extensivos en la de la derecha.

Aunque se han representado únicamente las soluciones obtenidas con el método de Reches *et al.* (1992), conviene resaltar que los tres métodos utilizados presentan soluciones muy parecidas en las orientaciones de σ_{HMAX} (o Dey), especialmente en lo que se refiere a los estados de esfuerzo compresivos.

Si atendemos a los tensores *compresivos*, se pueden observar claramente tres zonas de

concentración de resultados, cuyas orientaciones de σ_{HMAX} o Dey son las siguientes:

♦ Compresión NE-SO: σ_{HMAX} entre N30E y N80E, afectando a los materiales más antiguos (Jurásico - Ageniense inferior) y también, aunque en menor medida, a los más recientes (Aragoniense medio-actualidad).

♦ Compresión ESE-ONO: σ_{HMAX} entre N80E y N120E, afectando a materiales de edades comprendidas entre el Jurásico y el Aragoniense medio.

♦ Compresión NO-SE: σ_{HMAX} entre N135E y N180E que afecta tanto a los materiales mesozoicos, como a los más recientes (Aragoniense medio-actualidad). Cabe destacar que esta compresión es la más importante, desde un punto de vista cuantitativo, en los materiales más recientes (Mioceno medio hasta la actualidad).

Respecto a los estados de esfuerzo *extensivos*, aparece una mayor dispersión en las orientaciones de σ_{HMIN} respecto a los resultados de los elipsoides compresivos. De todos modos, aparecen dos conjuntos de soluciones que agrupan a la mayor parte de los resultados obtenidos:

♦ Extensión ESE-ONO: σ_{HMIN} entre N75E y N120E, obtenidos en materiales de edad Jurásico-Ageniense inferior.

♦ Extensión NO-SE: Estas soluciones presentan un σ_{HMIN} con una mayor dispersión (entre N120E y N190E). A diferencia del grupo anterior, estas soluciones presentan valores de R próximos al campo de extensión radial ($R \approx 0$).

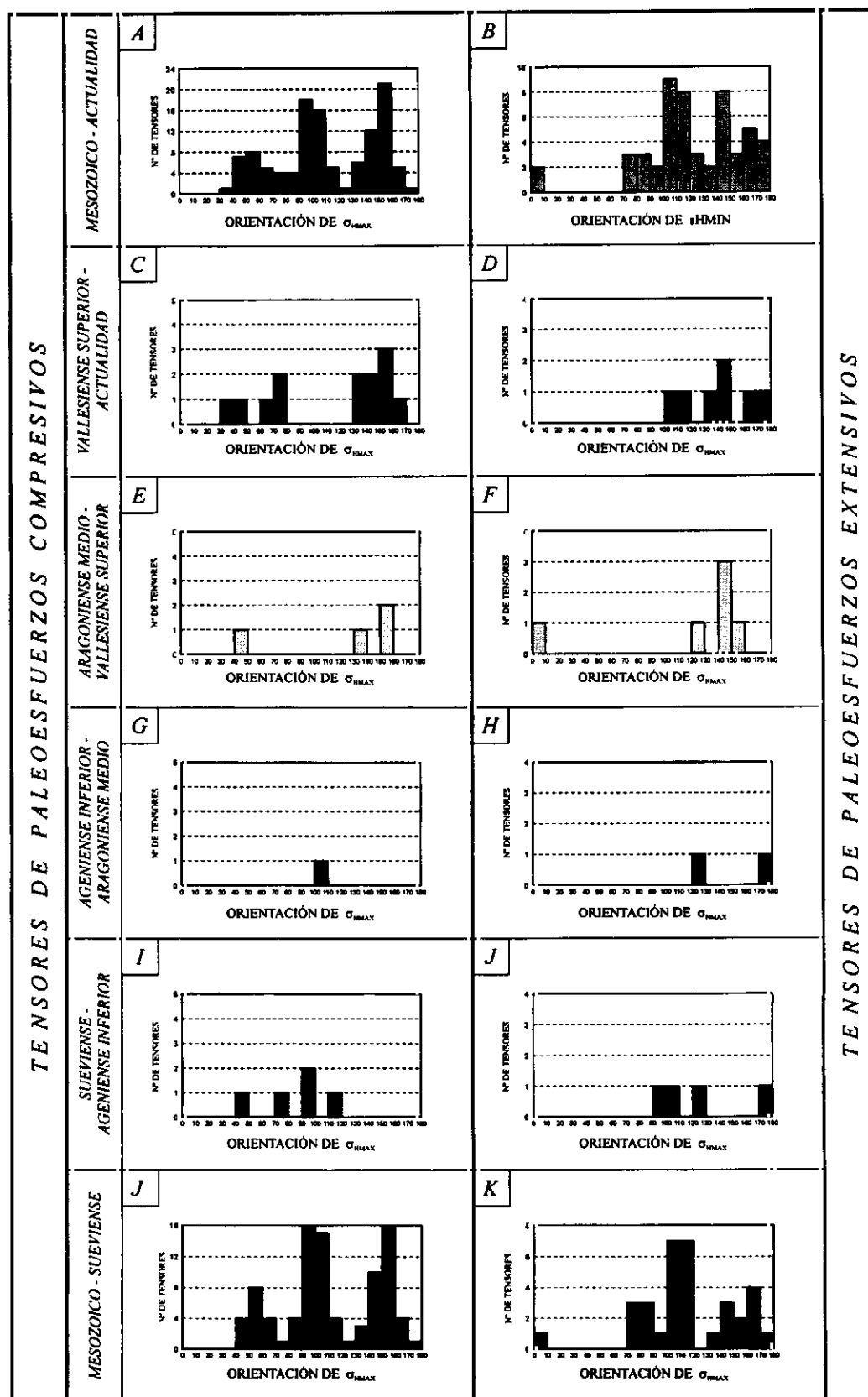


Figura 6.2.1: Histogramas de frecuencias de las orientaciones de σ_{HMAX} y de σ_{HMIN} , para el conjunto de tensores de paleoesfuerzos calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992). En la columna de la izquierda se muestran los estados de paleoesfuerzos compresivos, y en la de la derecha los extensivos. En A) y B) se muestran los histogramas de orientaciones para todo el conjunto de datos, mientras que en el resto (C-K) se han separado en función de la edad de los materiales donde se midieron los datos. Los intervalos temporales se corresponden con los de la figura 6.1.1 (ver texto para la explicación).

6.2.2 - CRITERIOS ESTRUCTURALES

Tal y como se ha comentado en el capítulo 3, estos criterios sólo se han aplicado cuando las poblaciones eran politensoriales, y si la relación temporal relativa entre las estructuras asociadas a cada tensor de esfuerzos era inequívoca.

A) Resultados de las relaciones cronológicas relativas entre las diferentes estructuras

Entre los tipos de relaciones más comunes encontrados destacan la existencia de cortes de estructuras previas por fallas tardías, la presencia de planos de falla con varios juegos de estrías con relación de corte entre ellas, y el reaprovechamiento de estructuras previas (por ejemplo, superficies de estratificación en un flanco de un pliegue) reactivadas como planos de deslizamiento. A continuación se van a describir las relaciones cronológicas relativas, dos a dos, entre los diferentes grupos de tensores de paleoesfuerzos descritos anteriormente. En primer lugar, se van a comentar las relaciones entre los estados de paleoesfuerzos compresivos (con σ_{HMAX} NE, ESE y NO), posteriormente los estados de paleoesfuerzos extensivos (σ_{HMIN} ESE y SE), y finalmente, las relaciones entre los estados de esfuerzo compresivos y distensivos. En cada caso se describen las estructuras activas bajo los diferentes estados de esfuerzos, y las relaciones entre ellas observadas en el campo. Los resultados de las relaciones cronológicas relativas deducidas en el campo entre los diferentes estados de paleoesfuerzos se muestran en forma de matriz en la figura 6.2.2.

1 - Relaciones entre estados de paleoesfuerzos compresivos: Aparecen tres tipos de estados de paleoesfuerzos compresivos, la mayor parte de ellos deducidos en rocas mesozoicas (Jurásico y Cretácico superior), siendo las relaciones estructurales entre ellas relativamente claras.

- σ_{HMAX} según NE-SO y NO-SE: Hay 11 estaciones de análisis en los que aparecen ambos tensores de paleoesfuerzos. De ellas, en cinco se han deducido relaciones cronológicas relativas, que indican una compresión NE-SO previa a la NO-SE. En las estaciones donde los criterios eran más claros (Iber y Pinfier), la compresión NO-SE reactiva como fallas en dirección las superficies de debilidad preexistentes, incluyendo las fallas inversas y los desgarres originados durante la actuación del tensor con σ_{HMAX} según NE-SO.

- σ_{HMAX} según NE-SO y E-O: Sólo cuatro estaciones presentan estos dos tensores de paleoesfuerzos, de las cuales tres muestran relaciones cronológicas claras, con reaprovechamiento de fallas inversas y desgarres como fallas inverso-direccionales (estación Pinfier). En las tres estaciones la compresión NE-SO es la más antigua.

- σ_{HMAX} según E-O y NO-SE. Aparecen 25 estaciones de análisis con ambos tensores de paleoesfuerzos, de las cuales 16 presentan relaciones cronológicas relativas. La mayoría (14) demuestran una actividad posterior de la compresión NO-SE respecto a la compresión E-O, deducida a partir de planos de fallas con dos sistemas de estrías (estación Casabut) y/o aprovechamiento de superficies de estratificación en los flancos de pliegues generados por la compresión E-O.

2 - Relaciones entre estados de paleoesfuerzos extensivos: Esta relación sólo se produce entre dos tipos de estados de esfuerzos, con σ_{HMIN} orientado según NO-SE y E-O. Los dos tensores aparecen en una única estación de análisis (Puerta). En ella, la extensión según E-O está asociada a un sinclinal de dirección N-S, que está posteriormente afectado por fallas normales de dirección NO-SE, tanto desde un punto de vista meso como macroestructural.

		ANTERIORES				
		COMPRESIÓN				
		NE	ESE	NO		
POSTERIORES	COMPRESIÓN NE		0	0	0	0
	COMPRESIÓN ESE	3		2	4	1
	COMPRESIÓN NO	5	14		0	2
	EXTENSIONE ESE	1	5	3		0
	EXTENSIONE NO	7	8	8	1	

Figura 6.2.2: Matriz de relaciones cronológicas relativas entre los diferentes estados de paleoesfuerzos calculados (ver texto para la explicación).

3 - Relaciones entre estados de paleoesfuerzos compresivos y extensivos: La presencia de estaciones de análisis con tensores compresivos y extensivos, es, con mucho, la más frecuente:

- σ_{HMIN} según E-O y σ_{HMAX} según NE-SO: Sólo aparece una estación con estos dos tipos de tensores (estación Marque). Los datos de campo indican una actividad posterior del tensor de tipo extensivo respecto al compresivo, marcada por la reactivación como fallas normales de fallas en dirección previas.

- σ_{HMIN} según E-O y σ_{HMAX} según ESE: Hay 16 estaciones de análisis con estos dos tipos de tensores, habiéndose observado una cronología relativa en los dos sentidos, o bien movimientos alternativos de las mismas estructuras en una misma estación. Este hecho puede explicarse porque ambos tipos de tensores se han calculado a partir de fallas normales e inversas que aparecen asociadas a macroestructuras (cabalgamientos y pliegues) de dirección N-S. Estas relaciones son muy claras cuando aparecen grandes anticlinales asociados a cabalgamientos (estaciones Priego y Entrepeñas, ver capítulo 3), en los que se producen permutaciones entre los ejes σ_1 y σ_3 por encima y por debajo de la superficie neutra del pliegue.

- σ_{HMIN} según E-O y σ_{HMAX} según NO-SE: Sólo aparecen cuatro estaciones en las que se hayan deducido estos dos tipos de tensores, y en tres de ellas la relación es clara, indicando un reaprovechamiento de las fallas normales por estrías posteriores direccionales que indican una compresión NO-SE (estaciones Jabaler, Huelves, Puerta).

- σ_{HMIN} según NO-SE y σ_{HMAX} según NE-SO: Las siete estaciones en las que se han deducido ambos tensores de paleoesfuerzos muestran relaciones inequívocas, tanto meso como macroestructurales, de una actividad posterior de las fallas normales asociadas al tensor extensivo respecto a las fallas inversas y los desgarres asociados al tensor de paleoesfuerzos compresivo.

- σ_{HMIN} según NO-SE y σ_{HMAX} según E-O: De las diez estaciones que muestran ambos tensores, sólo en una (Priego) los datos microestructurales indican un movimiento de fallas normales previas a la actividad de las fallas asociadas al tensor compresivo, si bien los datos macroestructurales indican que las fallas normales son posteriores. Otras ocho estaciones muestran una actividad, tanto a nivel a nivel meso como macroestructural, del movimiento posterior como fallas normales, de fallas en dirección previas orientadas según NE-SO y E-O (estaciones Casabut, Almar, Zánacara).

- σ_{HMIN} según NO-SE y σ_{HMAX} según NO-SE: De las 16 estaciones con ambos tensores de paleoesfuerzos, 7 muestran relaciones difusas o cortes alternativos de estructuras activadas por los dos tipos de tensores. Las ocho restantes muestran una actividad tardía de las fallas normales respecto a las fallas en dirección del tensor compresivo. Estas relaciones cronológicas son más claras cuando aparecen en materiales mesozoicos y en grandes zonas de fractura (estaciones Zánacara, Paredes). Sin embargo, cuando afectan a materiales del Mioceno superior - Cuaternario, los dos tensores de paleoesfuerzos parecen haber actuado de un modo simultáneo o alternante (estaciones Torija, Monteumbría, Solana).

Por último, se han detectado una serie de 7 estaciones con tensores que indican una compresión NE-SO deducidas en materiales del Mioceno superior y Cuaternario. Estos tensores de paleoesfuerzos se han considerado como un grupo especial, porque aparecen asociados exclusivamente a bandas de deformación de dirección NE-SO que afectan a materiales recientes (más frecuentes en la mitad septentrional de la zona de estudio), y son síncronos y/o alternantes con la extensión NO-SE y la compresión NO-SE. En este sentido, recientes estudios desarrollados en toda la cuenca de Madrid (Giner, 1996), indican la presencia de un campo de esfuerzos secundario permutado respecto al campo de esfuerzos más regional asociado a zonas de fractura orientadas NE-SO. Estas bandas de deformación presentan una actividad sísmica moderada, y controlan la sedimentación de las terrazas cuaternarias (Giner *et al.*, 1996). Tanto la descripción de estos estados de paleoesfuerzos, como las relaciones respecto a la extensión según NO-SE y la compresión NO-SE se discuten en el capítulo 9.

B) - Orientaciones de los esfuerzos máximos (σ_{HMAX}) o mínimos (σ_{HMIN}) horizontales

En el capítulo 3 se han descrito los dos factores que condicionan las orientaciones de σ_{HMAX} (o σ_{HMIN}) en una región intraplaca (Zoback, 1989; Zoback, 1992): las **fuerzas** originadas en los límites de las placas y la **geometría** de los límites de las placas. El *World Stress Map Project* (Zoback, 1992) ha permitido comprobar cómo los esfuerzos tectónicos se transmiten miles de kilómetros hacia el interior de las placas, con una orientación que cambia gradualmente a través de éstas a una escala global.

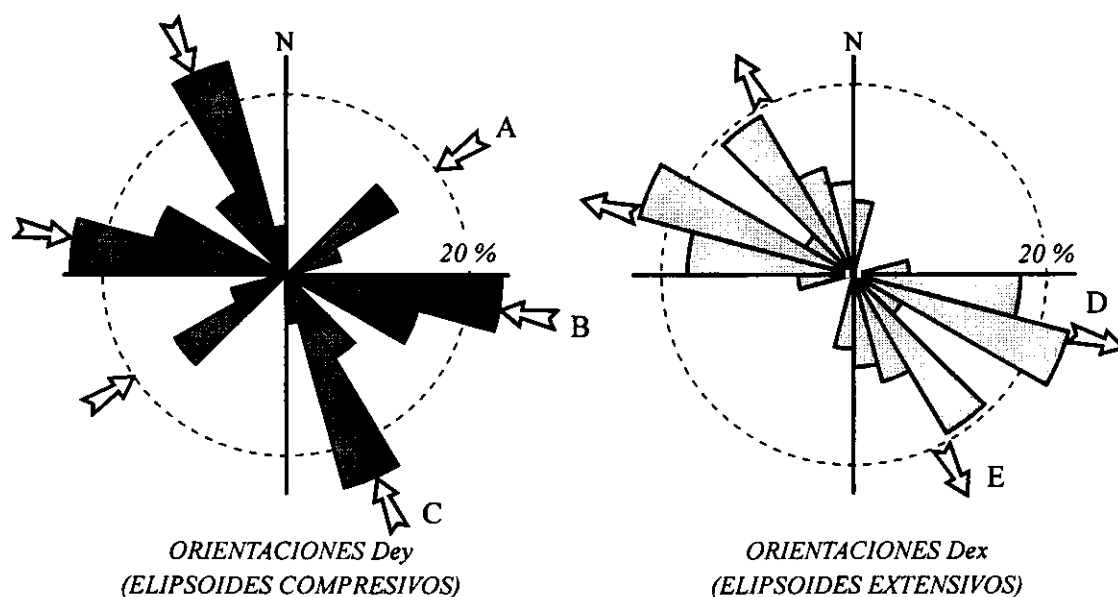


Figura 6.2.3: Proyección de las rosas de direcciones de A) máximo acortamiento horizontal, Dey (elipsoides de deformación compresivos) y B) mínimo acortamiento horizontal, Dex (elipsoides extensivos) deducidas de todas las estaciones de análisis microestructural.

La utilización de las orientaciones de σ_{HMAX} para estados de esfuerzos compresivos, y de σ_{HMIN} para los extensivos, ha sido utilizado por numerosos autores, tanto para la definición de “fases tectónicas” (Simón, 1982; De Vicente, 1988; Angelier, 1989), como para la construcción de mapas de paleoesfuerzos (Eyal y Reches, 1983; Letouzey, 1986; Bergerat, 1987; Guimerá, 1988; Simón, 1990; Casas, 1990; Rebaï *et al.*, 1992; Lee y Angelier, 1994; De Vicente *et al.*, 1996b). Más recientemente también se ha utilizado como criterio para la realización de los mapas de esfuerzos recientes y actuales (Zoback y Zoback, 1980; Zoback, 1992; Müller *et al.*, 1992; Grellet *et al.*, 1993; Bellier y Zoback, 1995; Gerner *et al.*, 1995; De Vicente *et al.*, 1996b; Ribeiro *et al.*, 1996).

No obstante, la utilización de este criterio de un modo aislado entraña algunos riesgos, debido a la presencia de una serie de factores que modifican las orientaciones de esfuerzos de primer orden:

1) *La presencia de permutaciones entre los ejes principales de esfuerzos.* Este hecho se caracteriza por la descomposición del campo de esfuerzos inicial en estados de esfuerzos locales con los ejes principales de esfuerzos intercambiados entre sí. Esta descomposición suele estar relacionada con diferentes situaciones estructurales, entre las que destacan:

♦ Presencia de pliegues o flexiones a todas las escalas de la litosfera (Sebrier *et al.*, 1985; Mercier *et al.*, 1987; Zoback, 1992; Cloetingh *et al.*, 1993; Van Wees *et al.*, 1995; Herráiz *et al.*, 1996; De Vicente *et al.*, 1996b; Giner, 1996).

♦ Fenómenos de escape en la horizontal (*extrusiones*), en regímenes tectónicos de desgarre (Rebaï *et al.*, 1992; Medina, 1995), o bien favorecidos por despegues entre el basamento y cobertera (Becker, 1989; Ratschbacher *et al.*, 1991a y 1991b). En ambos casos el efecto más general es la aparición de estados de esfuerzos de segundo orden que presentan un σ_{HMAX} perpendicular al campo de esfuerzos primario.

2) *Perturbaciones de los ejes principales de esfuerzos.* Producen una rotación en las orientaciones de σ_{HMAX} (o de σ_{HMIN}), asociada a la presencia de estructuras previas, de un modo gradual, y pueden ser observadas en la corteza a todas las escalas (Hatzor y Reches, 1990; Simón *et al.* 1988, 1991; Casas, 1990; Rebaï *et al.*, 1992; Lacombe *et al.*, 1993; Lee y Angelier, 1994; Angelier, 1994).

3) *Basculamientos y rotaciones sobre ejes horizontales o inclinados.* El efecto más general de estas rotaciones es la aparición de ejes principales de esfuerzos inclinados, y a menudo contenidos en planos de estratificación (Angelier, 1989).

Por todos estos motivos este criterio se ha considerado de un modo conjunto, con todos los demás, a la hora de agrupar los estados de paleoesfuerzos puntuales en los diferentes campos de paleoesfuerzos. En este sentido, y tal y como se describe en el apartado de metodología, se ha puesto un énfasis especial en la coaxialidad de los ejes principales de esfuerzos a la hora de asignar los estados de esfuerzos a un intervalo temporal, teniendo en cuenta la situación macroestructural de la estación de análisis.

En la figura 6.2.3 se muestran las rosas de direcciones de máximo (Dey) y mínimo (Dex) acortamiento horizontal deducidos a partir del modelo de deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988) para todas las estaciones analizadas, y en la figura 6.2.4 la proyección de los ejes principales de esfuerzos pertenecientes a los 167 tensores calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992). Lo primero que hay que destacar es la posición de uno de los ejes de paleoesfuerzos próximo a la vertical, lo que permite agrupar a los estados de esfuerzos por la orientación de los ejes principales horizontales.

En ambas figuras se detecta una clara agrupación de las orientaciones en la horizontal de σ_1 o Dey según tres direcciones bien definidas: NE-SO (A), ESE-ONO (B) y NO-SE (C). Por lo que respecta a las orientaciones de extensión, el modelo de deslizamiento muestra, en los elipsoides extensivos, dos direcciones de máxima extensión horizontal (Dex) según ESE-ONO (D) y NO-SE (E), mientras que la proyección de σ_3 proporciona cuatro máximos en la horizontal según N-S, NE-SO, ESE-ONO y NO-SE (fig. 6.2.4).

C) - Correlación entre los datos meso y macroestructurales

Para realizar una correlación entre los datos micro y macroestructurales, se han caracterizado las macroestructuras desde un punto de vista mesoestructural mediante la toma de medidas en las principales estructuras de escala cartográfica (≥ 1 Km). Una vez obtenidos estos datos, se ha asignado una edad a las estructuras a partir de dos vías diferentes, tal y como se describe en el capítulo 3.

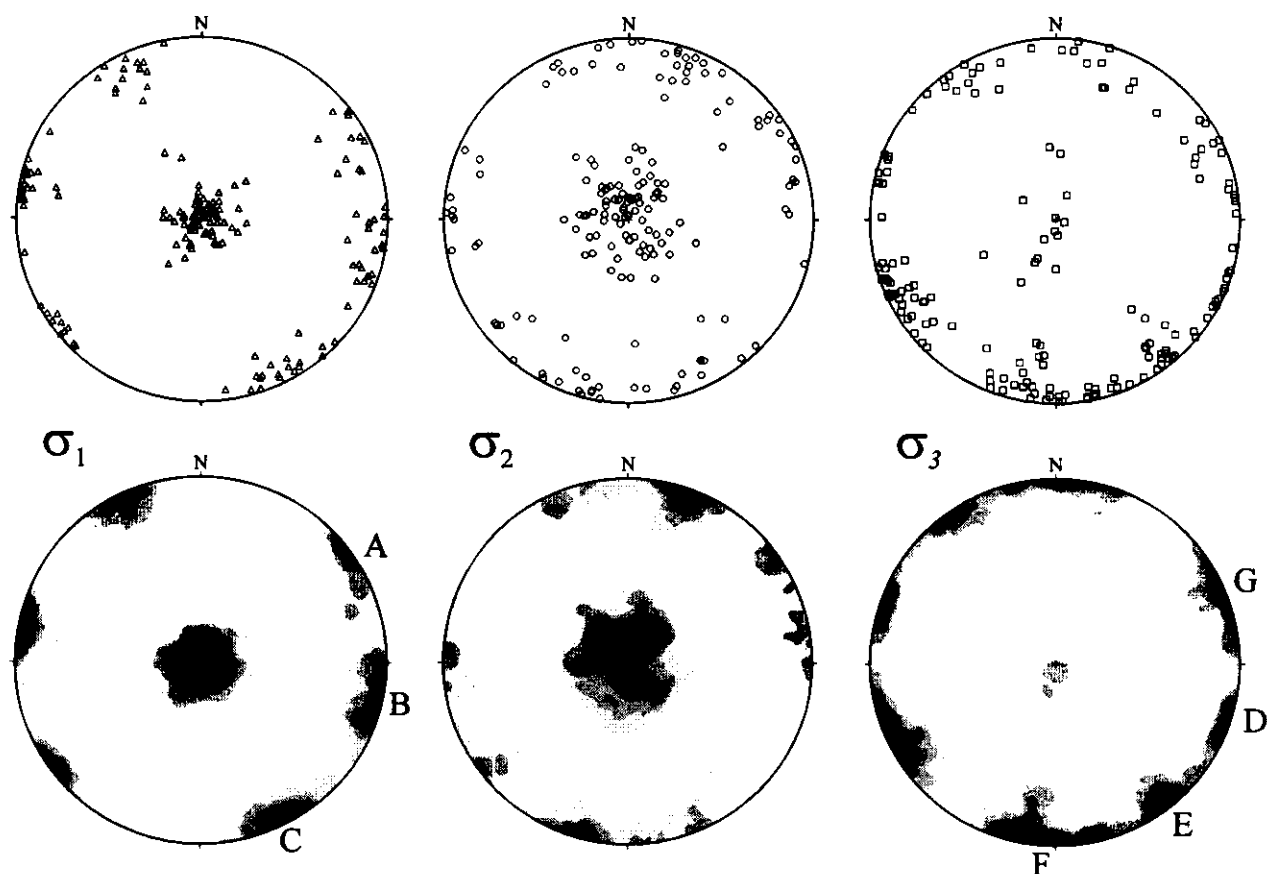


Figura 6.2.4: Proyección estereográfica (red de Schmidt, semiesfera inferior) de todos los ejes de esfuerzos principales calculados con el método de Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) y diagramas de contornos para los mismos (intervalos de 1 %).

1) *Relaciones cartográficas entre macroestructuras caracterizadas desde un punto de vista mesoestructural.* Un ejemplo de este tipo de relaciones es la presencia de fallas normales orientadas NE-SO y E-O afectando a pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE, como sucede en las proximidades de Zafra de Záncara (estación Zafra), donde se encuentran definidos dos tensores de paleoesfuerzos compatibles con las macroestructuras cartográficas.

2) *Correlación entre macroestructuras caracterizadas mesoestructuralmente y la edad de los sedimentos sintectónicos.* El caso más claro de este tipo de correlación lo constituyen las

discordancias progresivas desarrolladas a favor de los cabalgamientos. En estos casos, se han medido datos microestructurales en las estructuras de escala cartográfica y se han comparado los esfuerzos, la geometría y la cinemática a escala mesoscópica, con la macroestructura (orientaciones de los pliegues, regla del arco, etc...). En el caso de que hubiera una compatibilidad entre los datos obtenidos a las diferentes escalas, se ha asignado una edad de actuación de ese estado de paleoesfuerzos equivalente al intervalo de actividad de la estructura definido por los datos sedimentarios. Ejemplos de este tipo lo constituyen las estaciones Melo y Pareja.

6.3 - RESUMEN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS EN LA INVERSIÓN DE ESFUERZOS

En función de todos los criterios descritos anteriormente, se ha deducido la actividad de cuatro campos de paleoesfuerzos regionales que han actuado en el borde oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad. Los estados de paleoesfuerzos puntuales, que definen los campos de paleoesfuerzos, presentan notables diferencias entre ellos, tanto en las orientaciones y

magnitudes relativas de los ejes de esfuerzos principales, como en la distribución espacial y temporal de su actividad. En la figura 6.3.1 se muestran los ejes principales de esfuerzos de los cuatro campos de paleoesfuerzos deducidos, así como la edad de actuación de los mismos.

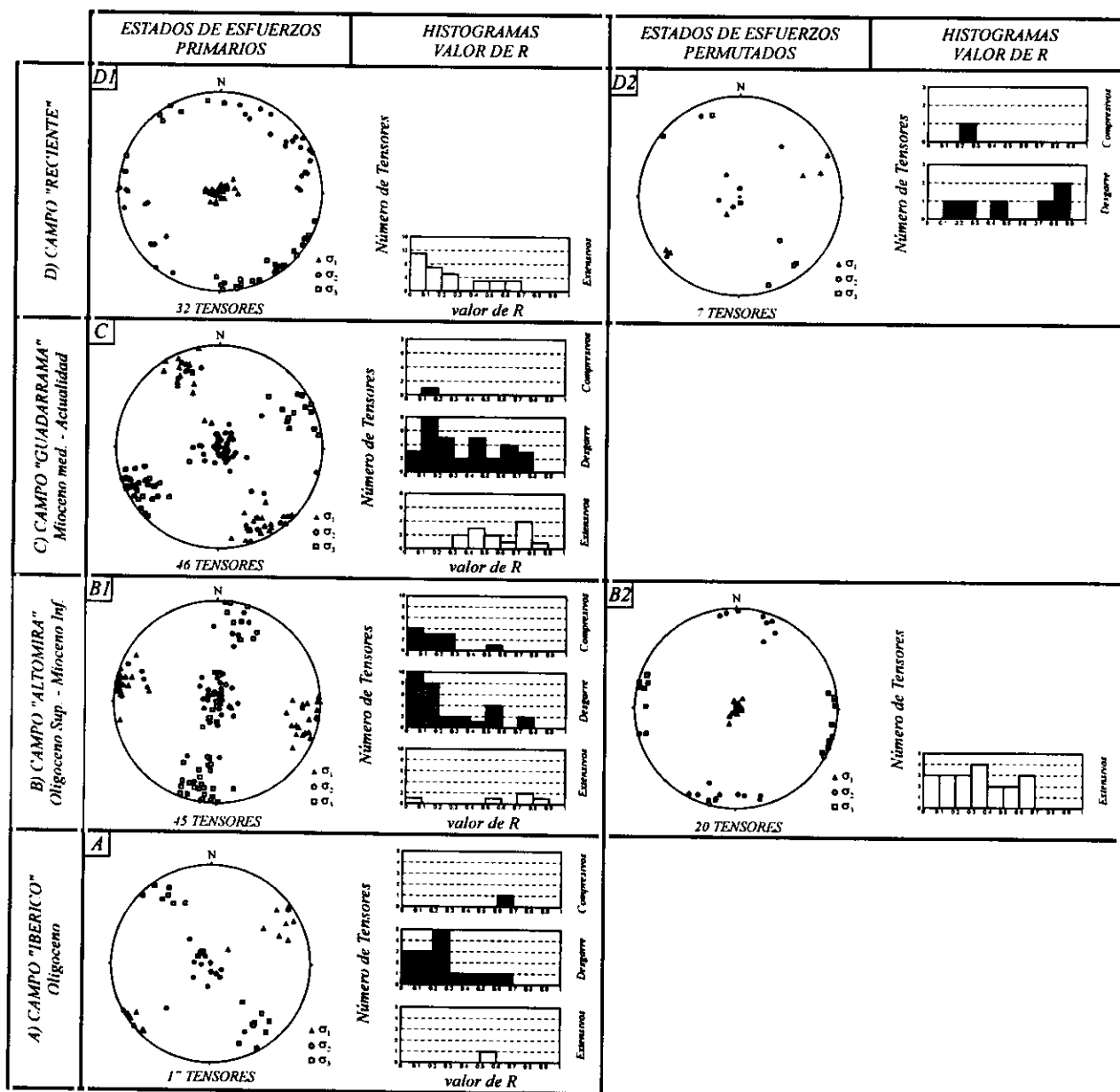


Figura 6.3.1: Proyección de los ejes principales de paleoesfuerzos e histogramas del valor del factor de forma (R) de los estados puntuales de esfuerzos asignados a los cuatro campos de paleoesfuerzos deducidos desde el Oligoceno hasta la actualidad. A) campo "Ibérico", B) campo "Altomira", C) campo "Guadarrama" y D) campo "Reciente". Los estados de esfuerzos B2 y D2 corresponden a los tensores de paleoesfuerzos permutados respecto a los campos de paleoesfuerzos primarios B1 y D1 (ver texto para la explicación).

De los cuatro campos de paleoesfuerzos, tres son compresivos (fig. 6.3.1 A, B y C), y muestran una evolución temporal cuya principal característica es una rotación horaria de la dirección de σ_{HMAX} desde el Oligoceno hasta la actualidad. A estos tres campos de paleoesfuerzos los hemos denominado *Ibérico*, *Altomira* y *Guadarrama*, respectivamente, debido a que son los responsables de la formación de las macroestructuras principales que afloran en la Cordillera Ibérica, en la Sierra de Altomira y en El Sistema Central Español, respectivamente.

Asociado a las macroestructuras compresivas (pliegues y cabalgamientos) originadas bajo la actuación del campo de paleoesfuerzos *Altomira*, aparecen un conjunto de tensores de paleoesfuerzos extensivos (fig. 6.3.1 B2) con las posiciones relativas de σ_1 y σ_3 intercambiadas respecto a los tensores de paleoesfuerzos compresivos (fig. 6.3.1 B1). Dadas las relaciones cronológicas descritas anteriormente entre ambos grupos de tensores de paleoesfuerzos, así como los datos macroestructurales (cap. 5), los tensores extensivos se han interpretado como permutaciones locales de esfuerzos asociados a las macroestructuras originadas por el campo de paleoesfuerzos compresivo.

Por lo que se refiere a los dos conjuntos de tensores de paleoesfuerzos que se corresponden a las deformaciones más recientes, y que afectan a los materiales de edad Mioceno superior-Cuaternario, se han agrupado en un único campo de paleoesfuerzos denominado *Reciente* (fig. 6.3.1D). Este campo de paleoesfuerzos es de tipo extensivo, y presenta una orientación general de σ_3 según NO-SE en la zona de estudio (fig. 6.3.1D1), aunque hay numerosos tensores de esfuerzos próximos al campo de extensión radial. También se han deducido una serie de tensores de paleoesfuerzos dentro del régimen de desgarre, y σ_1 orientado NE-SO (fig. 6.3.1D2), que aparecen asociados a estructuras regionales de orientación NE-SO, siendo coetáneos con los tensores extensivos. Todos los datos cronológicos y estructurales indican la coexistencia del campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* con la extensión del campo *Reciente* desde el Plioceno hasta la actualidad, estando confirmado este hecho por los datos de sismicidad en la cuenca de Madrid (Giner, 1996). Esta coexistencia entre un campo de esfuerzos compresivo intraplaca con uno extensivo en superficie con los ejes permutados, así como la descripción del campo de paleoesfuerzos *Reciente* se desarrolla y discute en el capítulo 9.

6.4 - EL CAMPO DE PALEOESFUERZOS "IBÉRICO" (OLIGOCENO)

A continuación se van a describir los resultados del cálculo de los estados de paleoesfuerzos puntuales, agrupándolos en los campos de paleoesfuerzos establecidos mediante criterios de actividad temporal, así como por las características estructurales de los mismos. El orden de descripción de los campos de paleoesfuerzos va a ser el cronológico, si bien hay que tener en cuenta que los tránsitos entre los mismos conllevan migraciones temporales y espaciales, con la posibilidad de que se produzcan solapes. Estos aspectos, así como la cinemática de las estructuras, se discuten en el capítulo 7.

6.4.1 - DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS Y RESULTADOS DE LA INVERSIÓN DE ESFUERZOS

Para definir este campo de paleoesfuerzos se han utilizado 331 fallas con estrías repartidas en un total de 17 estaciones de análisis (19.5 ± 10 fallas por estación). La calidad de los datos es

buena, aunque no haya un elevado número de fallas por estación, tal y como se puede apreciar en la figura 6.4.1, donde se representan los histogramas correspondientes al número de fallas y el índice de calidad de los tensores (cap. 3), calculados siguiendo a Simón *et al.* (1996, com. personal). Las fallas asociadas a este campo (fig. 6.4.7) han sido medidas exclusivamente en rocas de edad mesozoica (16 estaciones, 313 fallas) y del paleógeno inferior (1 estación, 18 fallas).

Los dos métodos de inversión de esfuerzos utilizados proporcionan soluciones con σ_{HMAX} orientado entre N40E y N70E. Por lo que respecta a la forma de los tensores de paleoesfuerzos, el método de Etchecopar obtiene 4 tensores en régimen compresivo (σ_3 vertical) y 13 en régimen de desgarre (σ_2) en la vertical, mientras que el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) proporciona 15 tensores en régimen de desgarre, uno compresivo y uno extensivo.

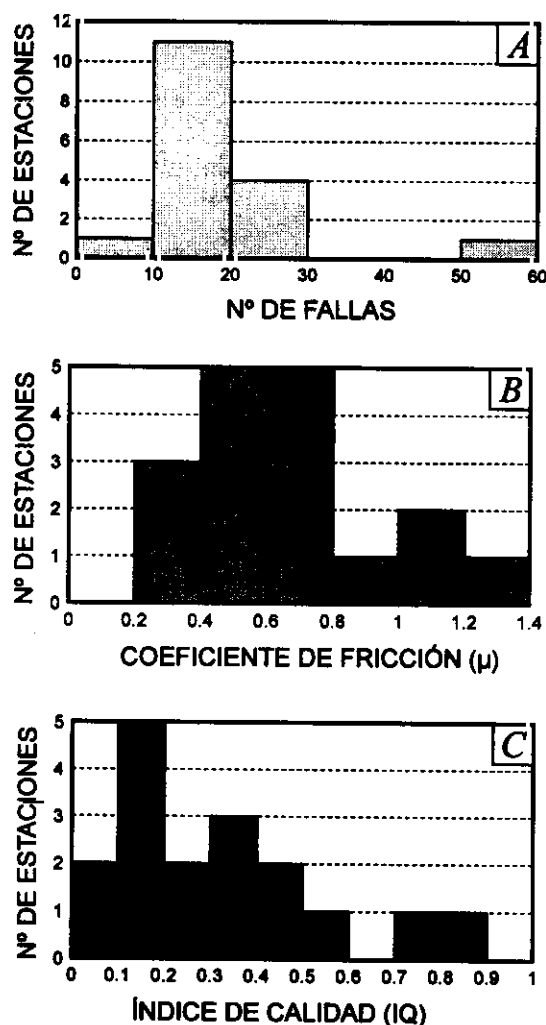


Figura 6.4.1: Histogramas correspondientes a: A) número de fallas explicadas por cada tensor de esfuerzos, B) coeficiente de fricción medio (μ) siguiendo a Reches et al. (1992), y C) índice de calidad (IQ) de los tensores del campo de paleoesfuerzos "Ibérico".

El tensor de paleoesfuerzos medio proporcionado por ambos métodos, sería un tensor en régimen de desgarre, con un R próximo a 0.2 para el método de inversión de esfuerzos, y un R algo mayor (≈ 0.4) para el de Etchecopar (fig. 6.4.2).

6.4.2 - MAPA DE PALEOESFUERZOS

En la figura 6.4.3 se muestra la distribución espacial, las orientaciones, y la forma relativa de los paleoesfuerzos del campo Ibérico en el área estudiada, obtenidos con el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992). En la construcción de los mismos, el tamaño relativo de los esfuerzos principales es proporcional a la relación $\sigma_{HMAX}/\sigma_{HMIN}$, y el tamaño absoluto de ambos es función del índice de calidad (IQ) de los tensores.

Como se puede observar en la figura 6.4.3, la zona donde se han deducido los paleoesfuerzos del campo Ibérico se encuentra limitada a la Cordillera Ibérica y a la mitad septentrional de la zona de estudio, desde la zona de falla de Tarancón hacia el S. Nueve estaciones se distribuyen a lo largo del borde de la Cordillera Ibérica y el S de la Sierra de Bascuñana, mientras que el resto (7 estaciones) se localizan a lo largo de los pliegues y cabalgamientos de dirección NE-SO desarrollados en los materiales mesozoicos y del paleógeno inferior en la mitad meridional de la zona de estudio. Resulta interesante remarcar que, justo donde se dejan de observar estas orientaciones de la macroestructura, es donde desaparecen los datos mesoestructurales que indican un acortamiento NE-SO.

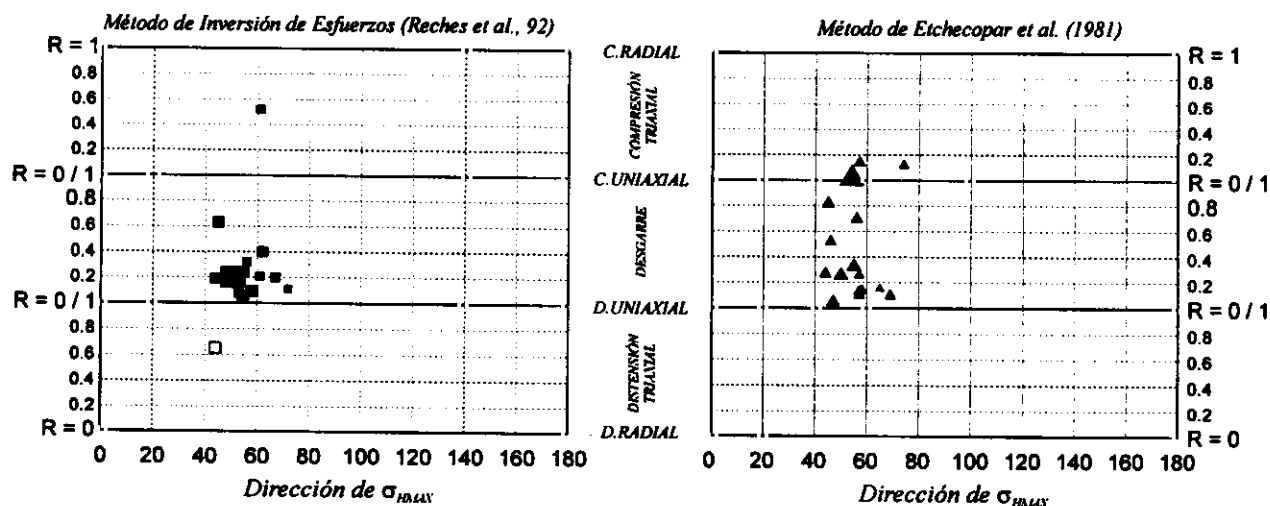


Figura 6.4.2: Diagramas σ_{HMAX}/R obtenidos a partir del método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992) y del método de Etchecopar (Etchecopar et al., 1981) para el campo de paleoesfuerzos "Ibérico".

Por otra parte, no se han encontrado evidencias de la actividad de este campo compresivo en la Sierra de Altomira y en el anticlinorio de Pareja. No obstante, es posible que haya existido un control de la sedimentación terciaria a en esta zona debido a la activación con movimientos normal-direccionales de las fallas N-S deducidas en el basamento por debajo de la Sierra de Altomira y del anticlinorio de Pareja (cap. 5).

Para la construcción, para este caso y para los posteriores, de la malla de paleoesfuerzos y del mapa de trayectorias, se ha realizado una

interpolación de los datos de paleoesfuerzos puntuales a una malla regular con un paso de 10 km, y un radio de búsqueda de 30 kilómetros (fig. 6.4.4). Para interpolar se ha utilizado el método inverso de la distancia al cuadrado, y los parámetros interpolados han sido: a) la orientación de σ_{HMAX} , y b) la razón entre los esfuerzos máximo y mínimo en la horizontal ($\sigma_{HMAX}/\sigma_{HMIN}$), obtenidos ambos con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992). El tamaño final de las flechas indicadoras de los dos ejes principales horizontales es proporcional al índice de calidad del tensor (IQ) descrito en el capítulo 3.

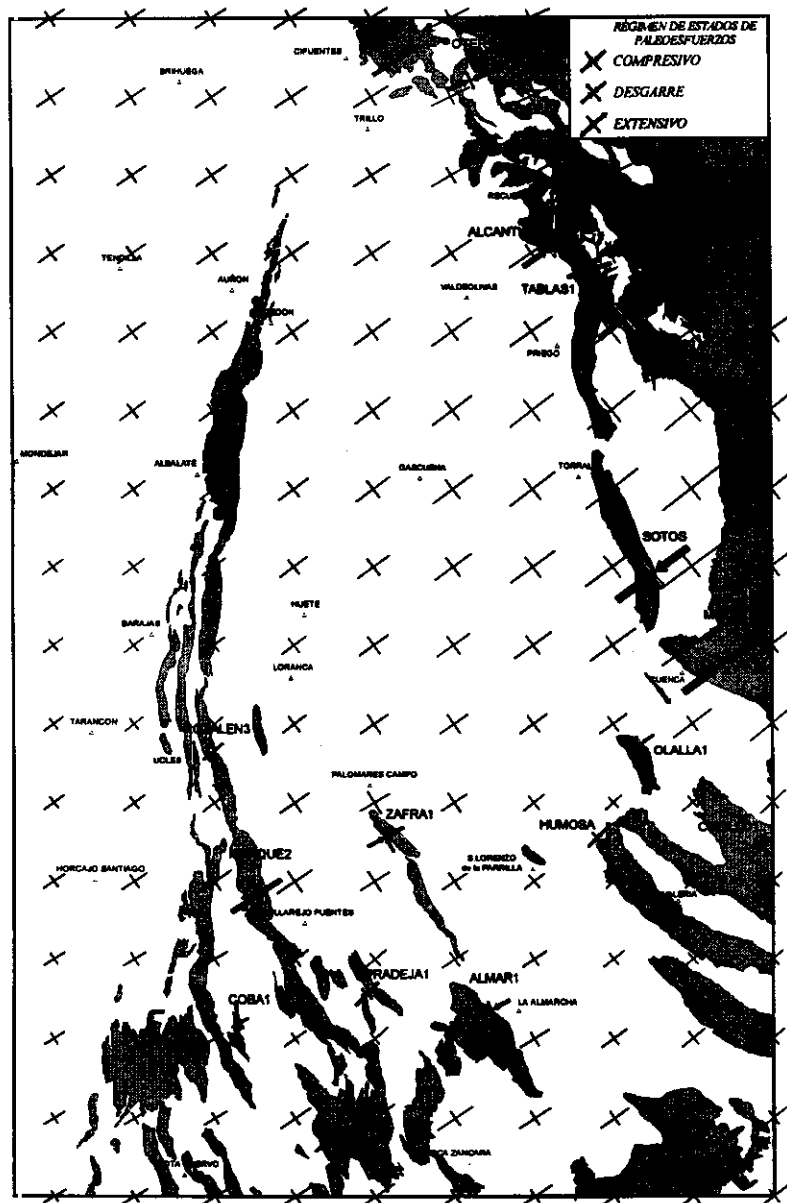


Figura 6.4.3: Mapa de distribución de los estados de paleoesfuerzos calculados con el método de Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) del campo de paleoesfuerzos "Ibérico". El tamaño relativo de las flechas es proporcional a la relación $\sigma_{HMAX}/\sigma_{HMIN}$ y el tamaño absoluto es proporcional al índice de calidad (I.Q.) del tensor. También se muestra la malla de estados de esfuerzos interpolada (ver texto para la explicación).

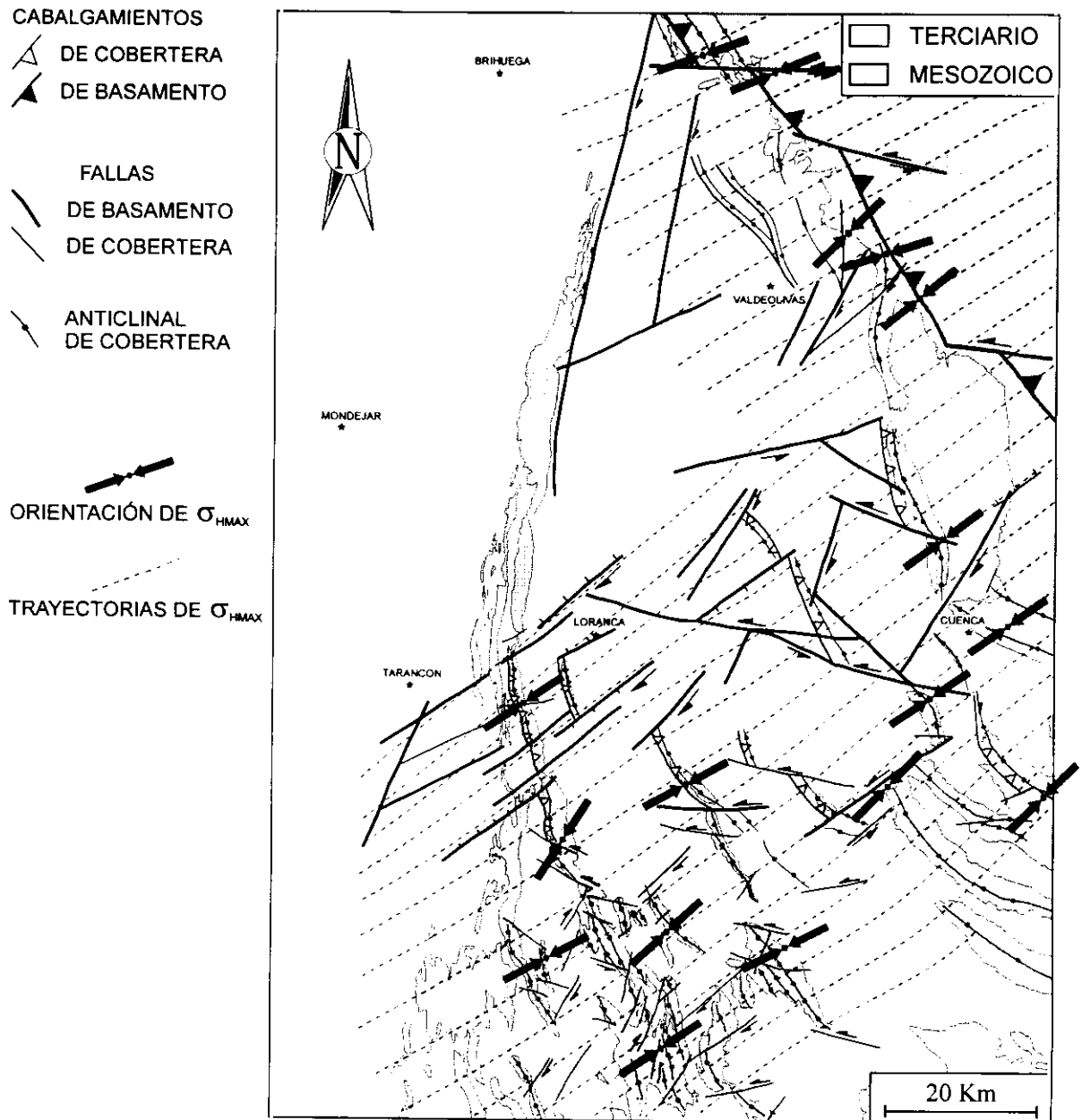


Figura 6.4.4: Mapa de trayectorias de σ_{HMAX} y estructuras activas bajo el campo de paleoesfuerzos "Ibérico" durante el Oligoceno.

Por lo que se refiere al mapa de trayectorias de σ_{HMAX} (fig. 6.4.4), se ha obtenido siguiendo a Lee y Angelier (1994), mediante la utilización de su programa "Lissage" (ver cap. 3).

Las trayectorias del σ_{HMAX} del campo *Ibérico* son bastante homogéneas, si bien aparecen algunas pequeñas perturbaciones en la mitad meridional, donde adquieren una orientación más próxima a ENE-OSO, justamente donde las macroestructuras principales se disponen con una orientación N160-170E. Al S de la zona de estudio se han obtenido resultados de paleoesfuerzos compatibles con este acortamiento NE-SO, así

como pliegues de dirección NO-SE (Vegas y Rincón, 1995).

Sin embargo, y dado que esta compresión desaparece hacia el O y al N de la *zona de falla de Tarancón*, el arco formado por las estructuras presentes en el área situada entre Cuenca, Mota del Cuervo y Tarancón se corresponde con la terminación lateral de la Cordillera Ibérica. El límite septentrional de la misma, dentro de la cuenca de Loranca, se corresponde con la *zona de falla de Tarancón*.

6.4.3 - ESTRUCTURAS ACTIVAS BAJO EL CAMPO DE PALEOESFUERZOS "IBÉRICO"

Para describir los diferentes sistemas de fallas activas y otras estructuras asociadas a este campo de paleoesfuerzos, se van a dividir en tres grupos en función de su orientación respecto a la orientación de σ_{HMAX} :

A) Estructuras longitudinales (transversales a σ_{HMAX}): Son, fundamentalmente, fallas inversas y cabalgamientos con pliegues asociados a los mismos, de orientación NO-SE y vergencia general hacia el SO, aunque también aparecen estructuras retrovergentes (por ejemplo en la Sierra de Bascuñana, al Sur de Olalla,...). Este tipo de estructuras aparecen en todo el área donde se han obtenido los datos mesoestructurales, si bien se han detectado unas ciertas tendencias en las características geométricas de las mismas en relación con su distribución espacial:

✧ Tanto los cabalgamientos como los pliegues longitudinales sufren una suave rotación dextrógira desde el N hacia el S y desde el E hacia el O.

✧ La longitud de las fallas, y la amplitud y longitud de onda de los pliegues disminuyen desde el E hacia el O.

B) Estructuras oblicuas (a la dirección de σ_{HMAX}): Este tipo de estructuras se encuentran intersectando y separando las estructuras longitudinales, distinguiéndose dos tipos básicos:

✧ Fallas dextrosas de orientación N10-N40E. Aparecen mayoritariamente en la zona de falla de Tarancón, donde alcanzan su mayor longitud y se observan en los perfiles sísmicos de reflexión. La presencia de fallas en el basamento N10E bajo la Sierra de Altomira y el anticlinorio de Pareja, podría haber favorecido el movimiento de estas fallas bajo el campo de paleoesfuerzos *Ibérico* con un movimiento de tipo direccional sinestroso. No obstante, no se han encontrado evidencias estructurales en la cobertera de este tipo de actividad, lo cual no descarta un posible control de la sedimentación de estas fallas durante el Oligoceno.

✧ Fallas sinestrosas de orientación E-O. El sector donde aparecen con mayor frecuencia y tienen una mayor importancia relativa es la Sierra de Bascuñana y el área situada entre Cuenca y Zafra de Zánacara.

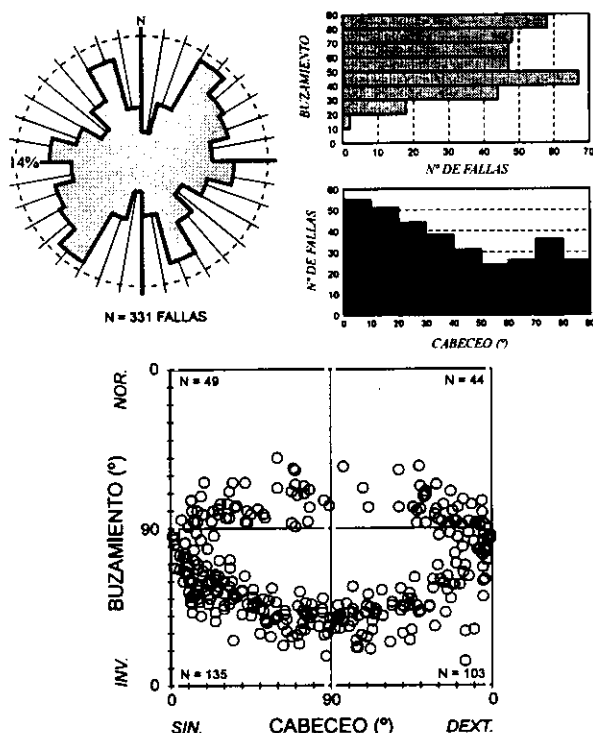


Figura 6.4.5: Rosas de direcciones, histogramas de cabeceos y buzamientos, y diagrama cabeceo-buzamiento para el conjunto de fallas pertenecientes al campo de paleoesfuerzos "Ibérico".

C) Estructuras transversales (paralelas a la dirección de σ_{HMAX}): Se corresponden principalmente con fallas normales, y no son tan abundantes como las estructuras oblicuas excepto en una franja de dirección NE-SO en las proximidades de San Lorenzo de la Parrilla (zona de transferencia de San Lorenzo de la Parrilla, capítulos 4 y 5). Es en esta zona de falla donde adquieren un gran desarrollo, presentando una suave componente sinestrosa y un labio hundido situado generalmente en el N. Esta franja puede considerarse como el límite meridional de la cuenca de Loranca, ya que, aunque hay sedimentos terciarios más hacia el S, es desde este límite hacia el N donde se acumulan los mayores espesores.

También presentan una importante componente normal las fallas situadas en la zona de falla de Tarancón, delimitando una zona plana de basamento hacia el N, sobre la que se desarrolla una nula o muy baja actividad tectónica asociada a este campo de paleoesfuerzos.

Las zonas donde aparecen las mayores fallas oblicuas y transversales que se observan en la cobertera mesozoico-paleógena suelen estar asociadas a fracturas en el basamento.

Estas bandas se comportan como auténticas zonas de transferencia ("transfers"), con fallas oblicuas y transversales, relevos de pliegues, pliegues oblicuos, etc., y ya fueron puestas de manifiesto por los primeros trabajos desarrollados en el área (Sánchez Soria, 1973). Estas zonas de transferencia entre las diferentes estructuras longitudinales, separan áreas con diferentes características estructurales (grados de acortamiento, vergencia de las estructuras, etc.), tal y como se describe en los capítulos 4 y 5.

Las características de las fallas utilizadas para definir el campo *Ibérico* (figs. 6.4.5 y 6.4.7) reflejan las tres direcciones de fallas macroestructurales descritas anteriormente: fallas inversas N150E, fallas dextrosas N40E y fallas sinestrosas N100E. También se puede ver que las fallas tienen dos modas en la distribución de buzamientos, siendo la principal la que contiene a las fallas con valores comprendidos entre 40 y 50°. Por lo que respecta a los cabeceos, también aparecen dos grupos principales correspondientes a las fallas direccionales y a las inversas, aunque las primeras son las más abundantes.

El diagrama cabeceo-buzamiento (construido siguiendo a Villemin *et al.*, 1994) refleja el dominio de las fallas sinestrosas sobre las

dextrosas, y que las primeras tienen una mayor componente inversa que las segundas, que están más próximas a los desgarres puros. En este diagrama también se observa una población de fallas normales con ligera componente sinestrosa que se corresponde con los datos obtenidos en la zona de falla de San Lorenzo de la Parrilla.

De todos estos datos se deduce que la deformación frágil producida en el área de estudio por el campo de paleoesfuerzos *Ibérico* durante el Oligoceno, se resuelve mayoritariamente mediante la actuación de fallas direccionales e inversas, lo que concuerda con los datos macroestructurales.

6.4.4 - CARACTERÍSTICAS MEDIAS DEL TENSOR DE PALEOESFUERZOS "IBÉRICO"

Para intentar deducir las características medias de los estados de paleoesfuerzos asignados al campo *Ibérico*, se han agrupado las 331 fallas obtenidas en las 13 estaciones en una única población de fallas. Una vez generada esta población, se ha calculado el diagrama de diedros rectos, y se ha calculado un tensor de esfuerzos con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) que explica 230 fallas (70 % del total).

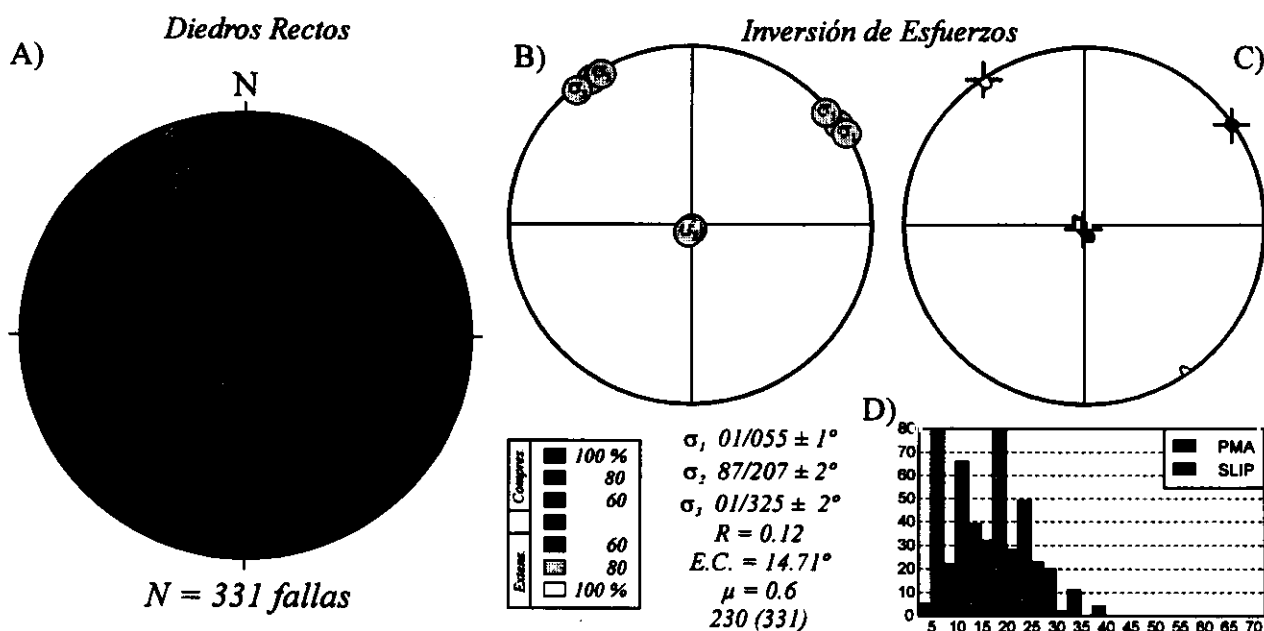


Figura 6.4.6: Resultados del tensor de paleoesfuerzos medio calculado para el conjunto de las fallas asignadas al campo de paleoesfuerzos "Ibérico". A) Diagrama de diedros rectos. B) Ejes principales de esfuerzos y C) intervalos de confianza calculados mediante muestreo con reemplazamiento (Reches *et al.*, 1992). D) Histogramas de desviaciones angulares de los ángulos medios entre los ejes principales del tensor calculado y del tensor "ideal" (PMA) y del ángulo de desviación entre la estría teórica y la real (SLIP).

El método de los diedros rectos proporciona un diagrama con una zona de máxima compresión horizontal orientada según NE-SO, y una zona de máxima extensión (60 %) dispuesta a lo largo de un plano subvertical de dirección N140E. Este tipo de diagrama se obtiene a partir de la actuación conjunta de fallas inversas y direccionales (De Vicente *et al.*, 1992a).

Los resultados proporcionados por el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992), consisten en un tensor de esfuerzos de tipo desgarre con σ_1 horizontal orientado según N53E, σ_2 vertical, un $R = 0.12$ y unos parámetros de calidad muy buenos (fig. 6.4.6). Una vez calculado el tensor medio se ha procedido a un *muestreo con reemplazamiento* del conjunto de la población, generándose 500 poblaciones de un modo aleatorio tal y como se describe en el apartado de

metodología microestructural, con el objeto de calcular los márgenes de confianza y obtener el grado de representatividad estadística de la población. Los intervalos de confianza en el cálculo de la solución media son extremadamente bajos (entre 1 y 2°) lo que indica una solución muy estable y una población muy representativa. El valor de R que proporciona la solución es algo bajo (0.12), debido a que la solución explica las fallas más abundantes (desgarres). Los histogramas de desviaciones angulares en los ángulos de desviación entre los ejes principales del tensor calculado y el tensor "ideal" (PMA) y en el ángulo de desviación medio entre las estrías teóricas y reales (SLIP), muestran una distribución en forma de campana de Gauss y unos valores medios de 18 y 9° respectivamente. El coeficiente de fricción medio (μ) calculado para la solución que proporciona el mejor ajuste es de 0.6.

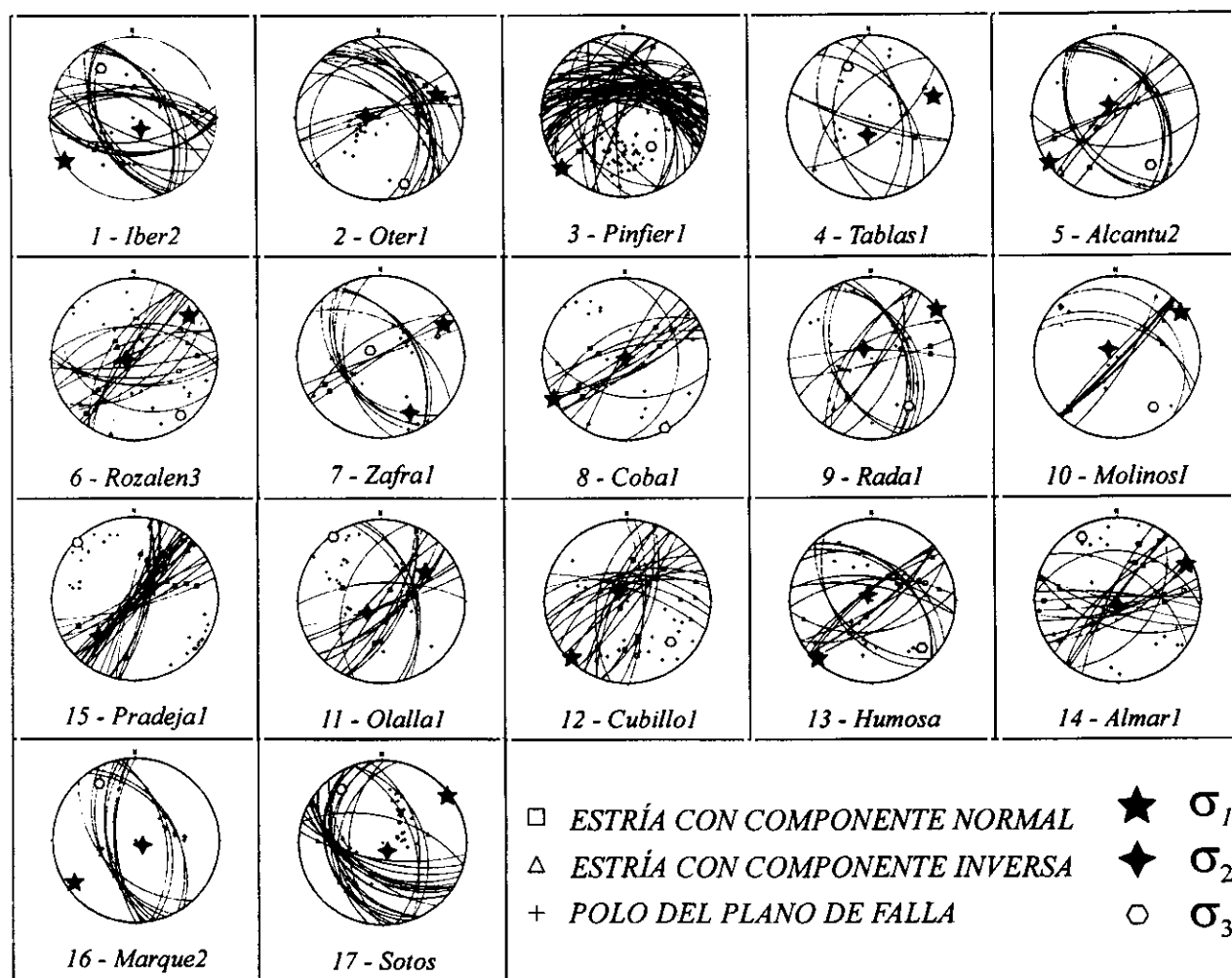


Figura 6.4.7: Representación en la red de Wulff (semiesfera inferior) de las fallas y tensores de paleoesfuerzos calculados con el método de inversión (Reches *et al.*, 1992) asignados al campo de paleoesfuerzos "Ibérico". Los nombres de las estaciones se corresponden con los de la figura 6.4.3 y con el Anexo III.

6.5 - EL CAMPO DE PALEOESFUERZOS "ALTOMIRA" (OLIGOCENO SUPERIOR - MIOCENO INFERIOR)

La característica fundamental de este campo de paleoesfuerzos es que se han deducido dos conjuntos de estados puntuales de paleoesfuerzos asociados a las mismas macroestructuras que presentan, además, evidencias de haber funcionado de un modo sincrónico y/o alternante durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior. Estos dos conjuntos de tensores de paleoesfuerzos presentan sus esfuerzos horizontales máximos (σ_{HMAX}) y mínimos (σ_{HMIN}) permutados entre sí, pero manteniendo la coaxialidad de los ejes.

A) El grupo más importante (denominado campo *Altomira compresivo* o *primario*), lo constituyen 45 tensores en régimen de desgarre y compresivos, con σ_{HMAX} orientado hacia los N100E.

B) El segundo grupo (denominado campo *Altomira extensivo* o *secundario*) lo forman 20 tensores de paleoesfuerzos extensivos con σ_1 vertical y σ_3 horizontal orientado hacia los N100E.

De las 45 estaciones de análisis donde se han obtenido paleoesfuerzos compatibles con este campo, en 17 (38 %) han aparecido los dos tipos de tensores, siempre asociados a pliegues de dirección N-S. Además, en numerosas estaciones (Mirador, San Martín, Melo,...), se ha comprobado que las fallas normales a partir de las que se han calculado los paleoesfuerzos extensivos, aparecen en la parte externa de los anticlinales, por encima de la superficie neutra de no deformación longitudinal finita del pliegue. Por el contrario, en otras estaciones las relaciones cronológicas relativas observadas entre los dos tipos de tensores en estructuras cartográficas compresivas, se dan en los dos sentidos. En estos casos, las fallas normales se han interpretado como estructuras secundarias de acomodación de la deformación compresiva. Desde un punto de vista numérico, son más frecuentes las estaciones y las fallas asociadas a los tensores de paleoesfuerzos compresivos, y estos se han deducido, tanto en los pliegues longitudinales de la Sierra de Altomira, como en zonas con estructuras oblicuas o transversales.

Estos dos grupos de tensores coetáneos se van a analizar separadamente, debido a que las fallas a partir de los que se han calculado presentan características geométricas y cinemáticas diferentes, si bien se les considera originados por el mismo proceso tectónico.

6.5.1 - DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS Y RESULTADOS DE LA INVERSIÓN DE ESFUERZOS

El campo de paleoesfuerzos *Altomira* ha sido deducido a partir de 1220 fallas con estrías repartidas en 28 estaciones de análisis estructural. La calidad de los tensores de paleoesfuerzos calculados es, en general, muy buena, estando los valores del índice de calidad (IQ) y el número de fallas por tensor entre 0.2 y 0.4 y 10 y 20 fallas, respectivamente (fig. 6.5.1).

Las fallas asignadas a este campo han sido medidas en rocas mesozoicas, paleógenas y del Mioceno inferior. Desde un punto de vista espacial, las estaciones se distribuyen en los afloramientos mesozoico-paleógenos de la Sierra de Altomira, Sierra de Bascuñana, borde de la Cordillera Ibérica, y en afloramientos del Oligoceno superior - Mioceno inferior situados en las proximidades de estructuras compresivas desarrolladas en rocas más antiguas (estaciones Melo, Pareja,...).

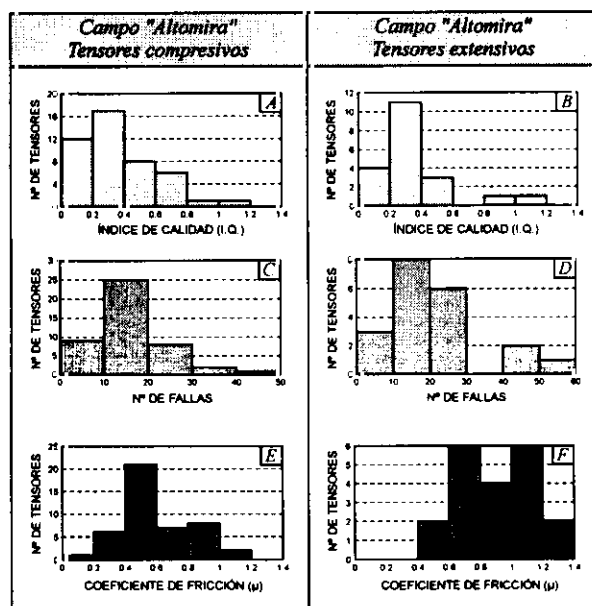


Figura 6.5.1: Histogramas del índice de calidad del tensor (A, B), del número de fallas (C, D), y de los valores del coeficiente de fricción (E, F) para los esfuerzos compresivos (izquierda) y extensivos (derecha) del campo de paleoesfuerzos "Altomira".

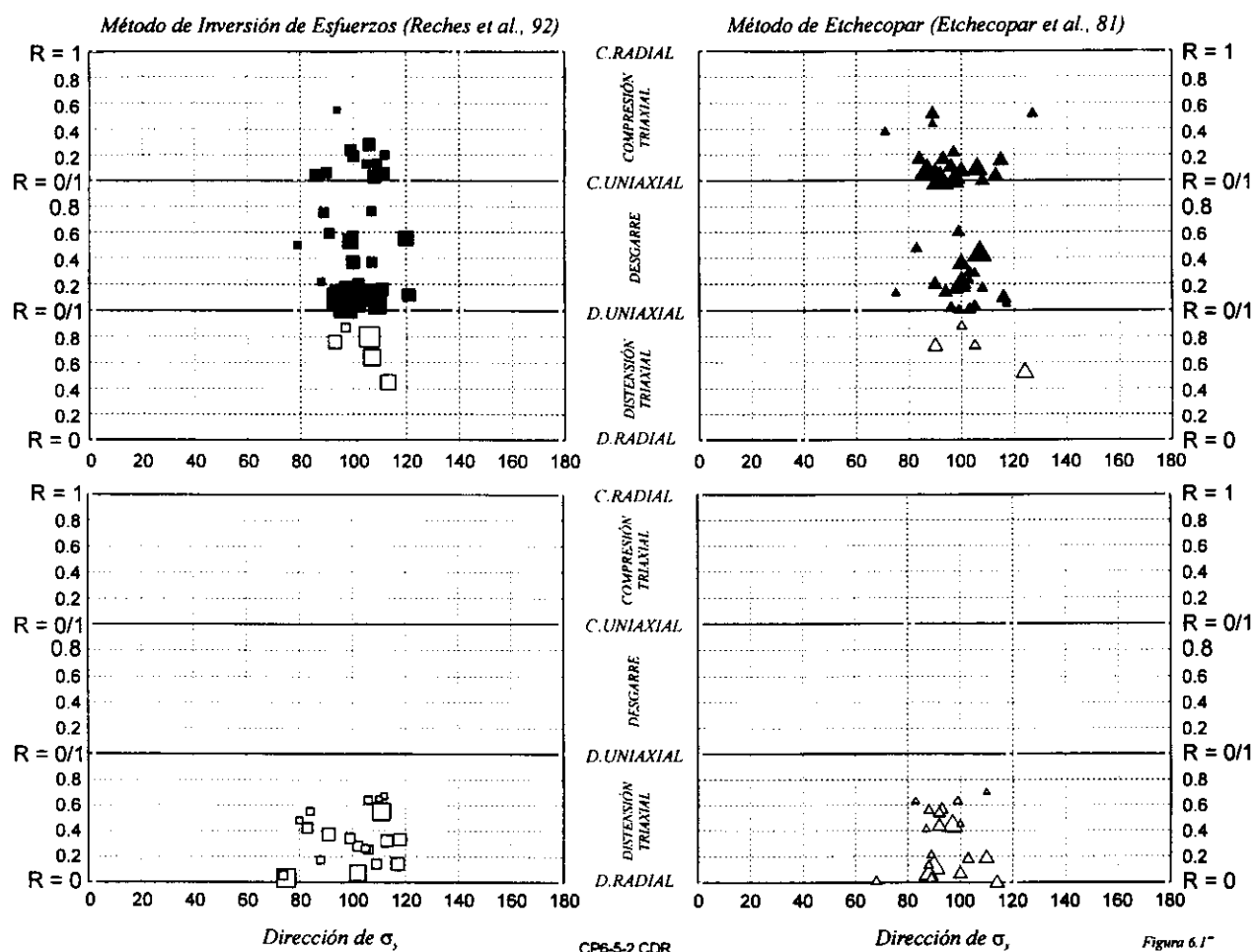


Figura 6.5.2: Diagramas σ_{HMAX}/R de los tensores de paleoesfuerzos compresivos (arriba), y σ_{HMIN}/R de los tensores de paleoesfuerzos extensivos (abajo) deducidos con los dos métodos de inversión utilizados para el campo de paleoesfuerzos "Altomira" (Oligoceno superior - Mioceno inferior).

En la figura 6.5.2 se muestran los diagramas σ_{HMAX}/R y σ_{HMIN}/R obtenidos con los dos métodos de inversión de esfuerzos utilizados. Para los estados de esfuerzos compresivos (o primarios), los dos métodos muestran una máxima concentración de soluciones en el campo de los desgarres (R entre 0 y 0.8), aunque el método de Etchecopar proporciona un mayor número de soluciones dentro del campo compresivo que el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992). También aparecen un conjunto de tensores extensivos con σ_1 vertical, σ_2 horizontal según N100E y un $R \geq 0.5$. Este conjunto de tensores se han calculado a partir de fallas normal-direccionales que afloran en bandas de deformación transversales (estación Rozalen) y oblicuas (estación Albalate), situadas en la Sierra de Altomira, Sierra de Bascuñana y en el extremo septentrional de la zona de estudio (estaciones Legua, Huetos).

6.5.2 - MAPA DE PALEOESFUERZOS

La construcción de los mapas de estados de paleoesfuerzos y de trayectorias de σ_{HMAX} se ha realizado utilizando los estados puntuales de esfuerzos compresivos del campo Altomira, debido a que son los que han generado las principales estructuras que se desarrollan durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior en el borde oriental de la cuenca del Tajo. No obstante, y dado que los tensores extensivos son coaxiales con los compresivos, y que sólo hay tres estaciones que presenten únicamente tensores extensivos, el tenerlos en cuenta no producía modificaciones significativas en la orientación de las trayectorias de esfuerzos (si se permutaban los ejes). Por otra parte, si se quiere analizar las variaciones de forma de los elipsoides, hay que considerar la presencia de los dos conjuntos de tensores, ya que el campo total debe ser una suma del total de los dos conjuntos.

En la figura 6.5.3 se muestra la distribución espacial de los estados de paleoesfuerzo compresivos del campo *Altomira*, así como la malla interpolada con los mismos parámetros que para el campo *Ibérico*. En este mapa se puede observar cómo los paleoesfuerzos se distribuyen a lo largo de todo el área donde afloran materiales mesozoicos y paleógenos. Desde la Sierra de Altomira hacia el O no se han deducido paleoesfuerzos compatibles con este campo en los materiales neógenos que rellenan la cuenca de Madrid, lo que coincide con la desaparición de las estructuras compresivas desarrolladas en la cobertera (cap. 5).

Los estados puntuales de paleoesfuerzos asignados a este campo se han deducido, tanto en las estructuras N-S perpendiculares a σ_{HMAX} , como en las macroestructuras de dirección NO-SE asociadas al campo *Ibérico* (en el borde de la Cordillera Ibérica y en la mitad meridional de la zona de estudio). La mesoestructuras que definen la compresión E-O se encuentran bien reflejadas, y son claramente posteriores, a las macroestructuras generadas durante la actividad del campo *Ibérico* (bajo una dirección de compresión regional NE-SO).

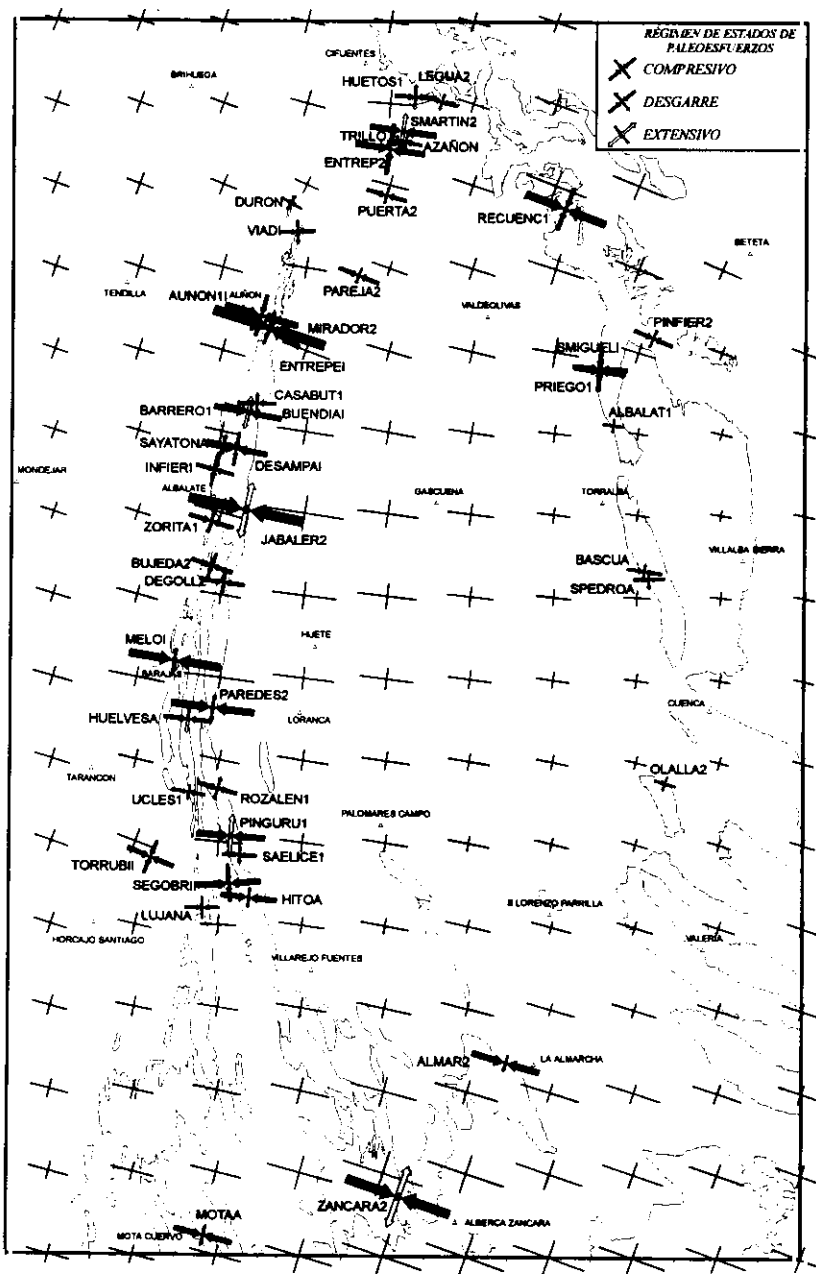


Figura 6.5.3: Mapa de distribución de los estados de paleoesfuerzos compresivos calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992) para el campo de paleoesfuerzos "Altomira". El tamaño relativo entre las flechas de una misma estación es proporcional a la relación de magnitudes entre $\sigma_{HMAX} / \sigma_{HMIN}$, y su tamaño absoluto es proporcional al índice de calidad (IQ) del tensor.

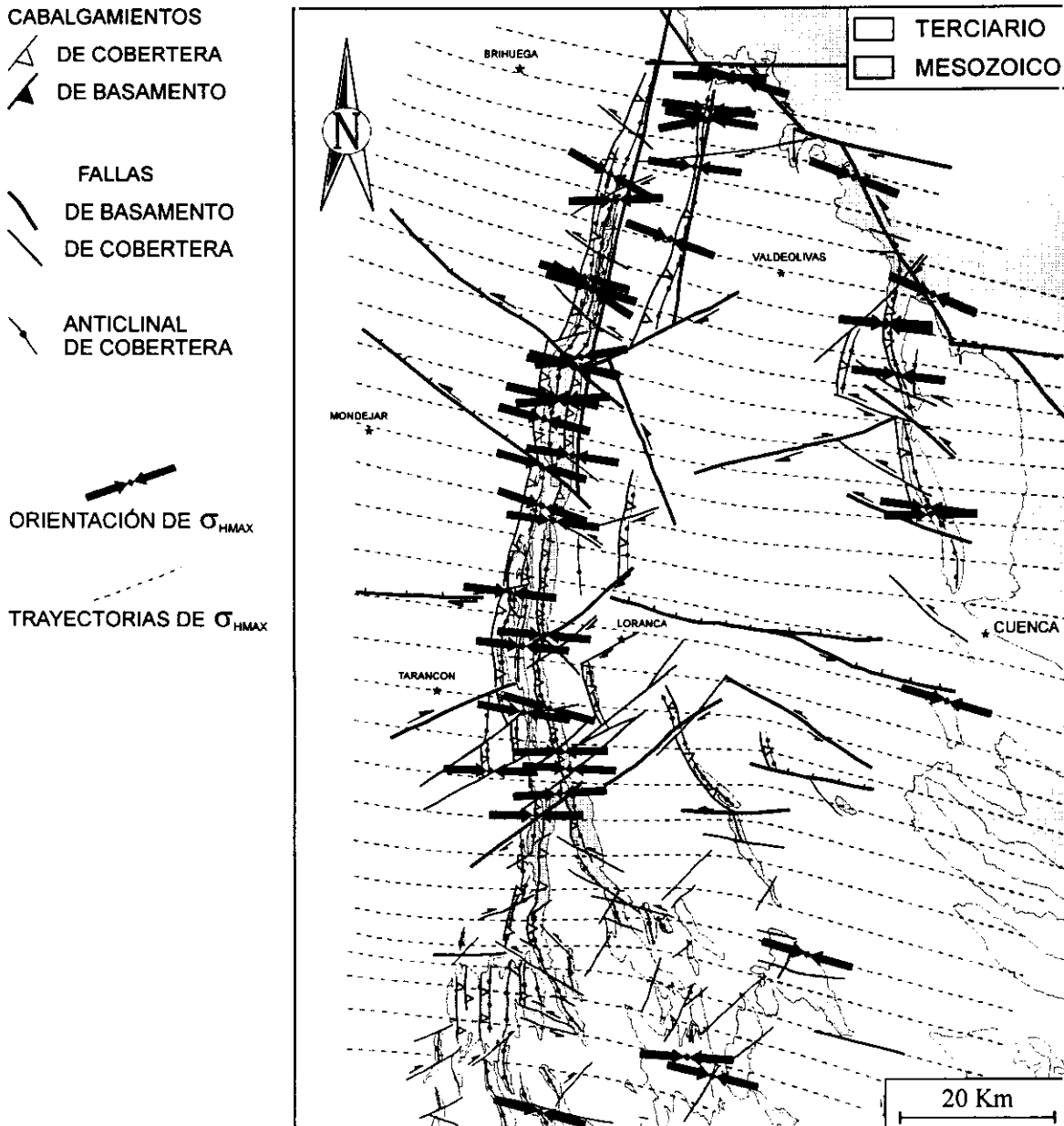


Figura 6.5.4: Mapa de trayectorias de σ_{HMAX} y estructuras activas bajo el campo de paleoesfuerzos "Altomira" durante el Oligoceno superior- Mioceno inferior.

Por lo que se refiere a las trayectorias de σ_{HMAX} (fig. 6.5.4), éstas muestran una distribución bastante homogénea, si bien es posible observar algunas perturbaciones, entre las que destacan:

✧ Al S del área situada entre Cuenca y Villarejo de Fuentes, se aprecia una rotación horaria de entre 5 y 10° en las orientaciones de σ_{HMAX} . Es precisamente en esta parte meridional, donde los paleoesfuerzos se han obtenido a partir de datos mesoestructurales medidos en macroestructuras relacionadas con el campo de paleoesfuerzos Ibérico.

✧ En el extremo septentrional de la zona de estudio, aparece una suave rotación en sentido antihorario de las trayectorias de σ_{HMAX} asociada a la presencia de fallas de dirección E-O.

Conviene remarcar que en el mapa de la figura 6.5.4, se ha dibujado el conjunto de estructuras con evidencias de haber sido activas bajo el campo de paleoesfuerzos Altomira, aún sabiendo que su funcionamiento no ha sido sincrónico. Para establecer la cinemática de todo el conjunto de estructuras, resulta indispensable referirse a los datos paleogeográficos y sedimentológicos de los diferentes sistemas

deposicionales desarrollados en el Oligoceno superior y el Mioceno inferior en la zona de estudio. Sólo de este modo es posible tener un control temporal más preciso del comportamiento cinemático y evolutivo de las estructuras. La evolución cinemática basada en todos los datos estructurales y sedimentarios se desarrolla en el capítulo 7.

6.5.3 - ESTRUCTURAS ACTIVAS BAJO EL CAMPO DE PALEOESFUERZOS "ALTOMIRA"

Para describir las estructuras asociadas a este campo se ha usado la misma clasificación que para el campo *Ibérico*, relacionándolas con la orientación de σ_{HMAX} del campo compresivo. Los datos mesoestructurales utilizados para la construcción de los campos de paleoesfuerzos compresivo y extensivo, se muestran en la figura 6.5.7.

A) Estructuras longitudinales (perpendiculares a σ_{HMAX}): Estas estructuras presentan una orientación general N-S a N-20E, estando reflejadas en los tensores compresivos (fallas inversas con cabeceos altos) y en los extensivos (fallas normales de alto

buzamiento y cabeceo). En los tensores extensivos, los histogramas de buzamientos y cabeceos y la rosa de direcciones muestran distribuciones de tipo normal, debido a que este campo de paleoesfuerzos está prácticamente definido por un único tipo de fallas (fig. 6.5.5). Desde un punto de vista macroestructural, estas estructuras son las dominantes en la Sierra de Altomira y en la Sierra de Bascuñana (fig. 6.5.4).

B) Estructuras oblicuas: Suelen aparecer asociadas a los tensores compresivos, y presentan dos tipos fundamentales: fallas dextrosas N70E y fallas sinestrosas N120E-130E. Desde un punto de vista mesoestructural, son ligeramente más numerosas las fallas dextrosas, siendo en gran parte fallas direccionales y transversales previas, generadas por el campo *Ibérico* y reactivadas posteriormente por el campo de paleoesfuerzos *Altomira*. Desde un punto de vista macroestructural las fallas dextrosas afloran en la mitad meridional de la zona de estudio, especialmente en la *zona de falla de Tarancón*, mientras que las fallas sinestrosas son dominantes en la mitad septentrional de la Sierra de Altomira (*falla de Albalate*) y en la Sierra de Bascuñana (figs. 6.5.3 y 6.5.4).

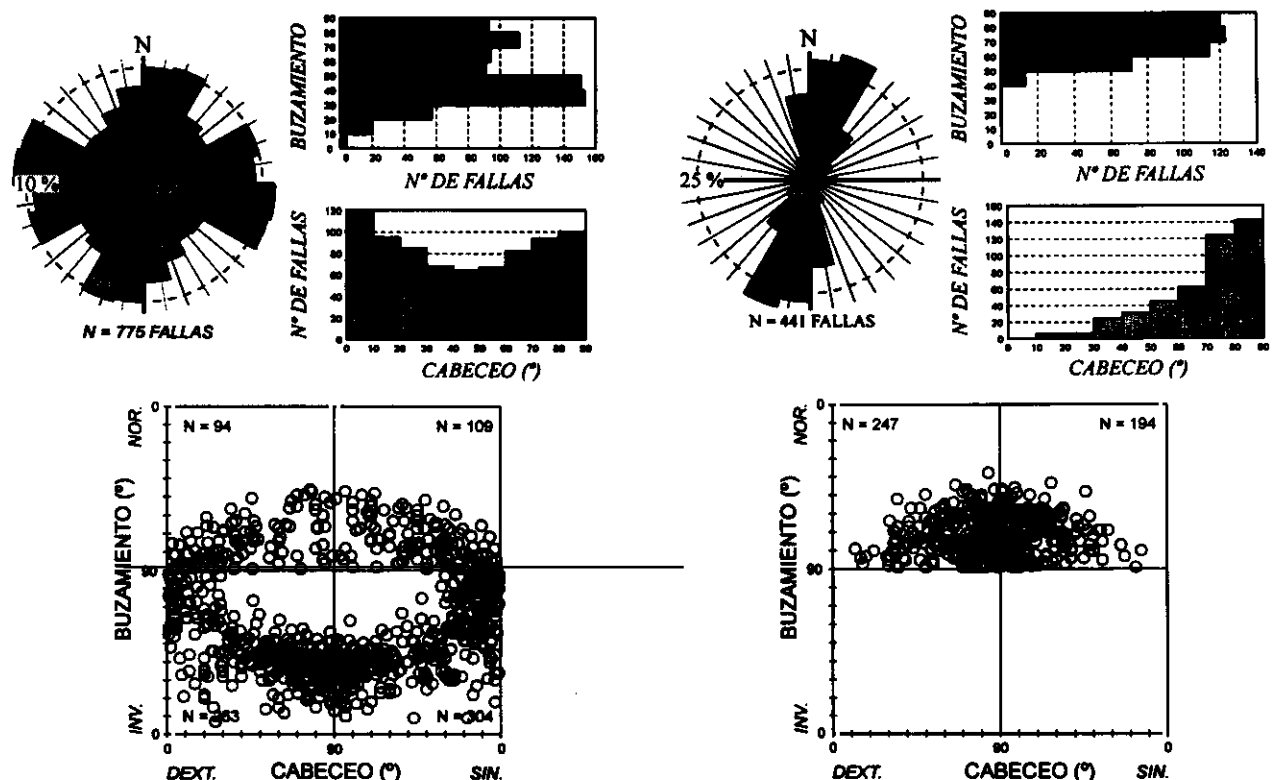


Figura 6.5.5: Rosas de direcciones, histogramas de cabeceos y buzamientos, y diagrama cabeceo/buzamiento para el conjunto de fallas asignadas al campo de paleoesfuerzos "Altomira" compresivo (izquierda) y extensivo (derecha).

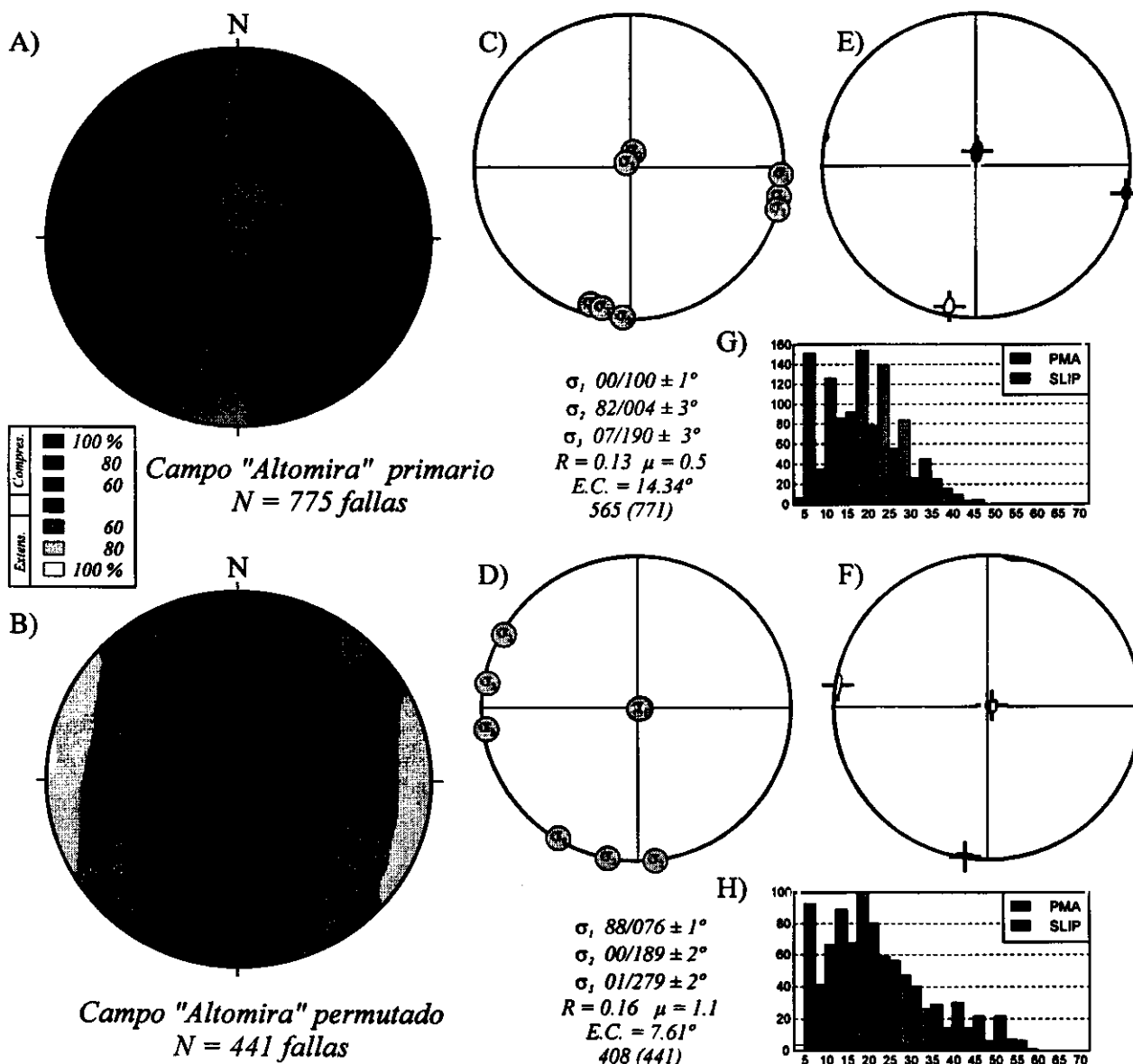


Figura 6.5.6: Resultados de los tensores de paleoesfuerzos medios calculados para los conjuntos de fallas asignados a los estados de paleoesfuerzos compresivos y permutados del campo "Altomira". A y B) Diagramas de diedros rectos; C y D) Ejes principales de esfuerzos; E y F) intervalos de confianza calculados mediante muestreo con reemplazamiento (Reches et al., 1992); G y H) Histogramas de desviaciones angulares de los ángulos medios entre los ejes principales del tensor calculado y el tensor "ideal" (PMA) y del ángulo de desviación entre la estría teórica y la real (SLIP).

C) Estructuras transversales: Son las menos numerosas del total de fallas asignadas al campo Altomira, tienen una dirección próxima a E-O, y suelen estar asociadas a fallas de basamento de esta misma dirección descritas en el capítulo 4 (fallas de Villar de Olalla y del río Calvache).

6.5.4 - CARACTERÍSTICAS MEDIAS DE LOS PALEOESFUERZOS DEL CAMPO "ALTOMIRA"

Para describir estas características, se han agrupado todas las fallas asignadas a este campo en

dos poblaciones correspondientes al campo compresivo o primario, con 775 fallas, y al extensivo o secundario, con 445 fallas (fig. 6.5.6).

El método de los diedros rectos proporciona dos diagramas prácticamente complementarios, que indican una clara coaxialidad de los ejes principales de las dos poblaciones. El diagrama correspondiente al campo extensivo queda excepcionalmente bien definido, con una zona de máxima compresión vertical y una extensión según N95E con una inmersión hacia el O de menos de 5°. El diagrama de la población compresiva está algo peor definido, debido a la presencia de diferentes tipos de fallas,

con una zona de máxima compresión en la horizontal entre N70E y N140E y una corona de suave extensión (60%) según un plano subvertical de dirección N20E. Este tipo de diagrama indica la actuación conjunta de fallas inversas y en dirección, ya que el porcentaje de extensión es equivalente en la horizontal y en la vertical (De Vicente *et al.*, 1992a).

Por lo que se refiere al *método de inversión de esfuerzos* (Reches *et al.*, 1992) también proporciona dos tensores coaxiales, con los ejes principales σ_1 y σ_3 permutados entre sí con una diferencia en su orientación de 1° . El tensor compresivo explica 565 fallas, dentro de un régimen general de tipo desgarre ($R=0.13$) y σ_1

horizontal según N100E. Los intervalos de confianza en el cálculo de la solución oscilan entre 1 y 3° , con unos histogramas de desviaciones angulares muy buenos, sobre todo si se tiene en cuenta el elevado número de fallas que explica. El hecho de que se obtenga un tensor de tipo desgarre con un R relativamente bajo (0.13), se debe a que las fallas explicadas son mayoritariamente las direccionales, debido a que son las más frecuentes y que necesitan un valor menor de diferencia de esfuerzos ($\sigma_1 - \sigma_3$) para satisfacer la resistencia friccional. La solución de este método para la población del campo extensivo tiene unos márgenes de confianza aún menores (entre 1 y 2°), con un R de 0.16, si bien aparece una mayor dispersión en la posición del eje σ_3 en la horizontal.

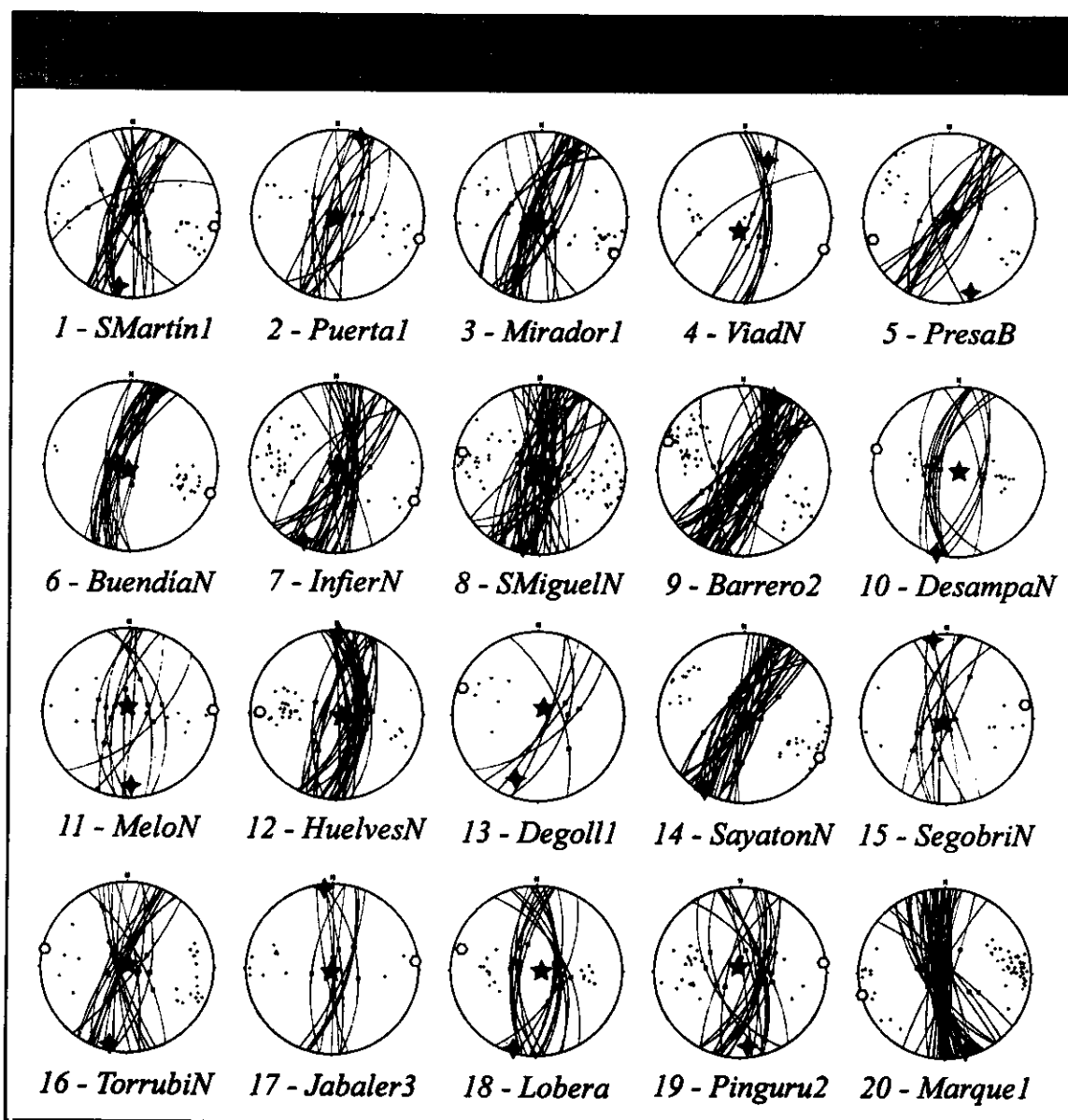


Figura 6.5.7A: Representación en la red de Wulff (semiesfera inferior) de las fallas y tensores de paleoesfuerzos calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) asignados al campo de paleoesfuerzos "Altomira" extensivo. Los números de las estaciones se corresponden con los del Anexo III.

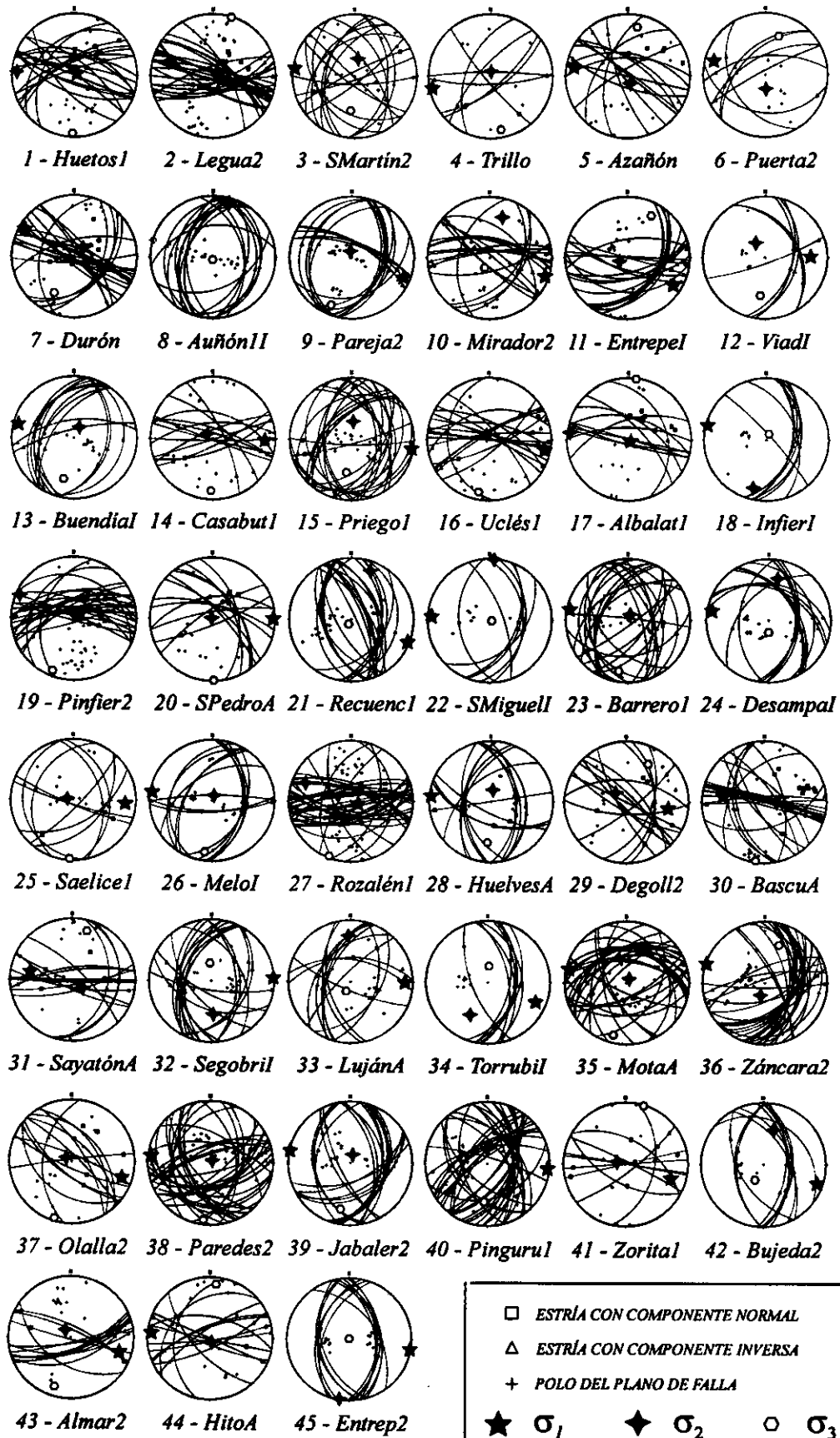


Figura 6.5.7B: Representación en la red de Wulff (semiesfera inferior) de las fallas y tensores de paleoesfuerzos calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992) asignados al campo de paleoesfuerzos "Altomira" compresivo. Los números de las estaciones se corresponden con los de la figura 6.5.3 y con el Anexo III.

6.6 - CAMPO DE PALEOESFUERZOS "GUADARRAMA" (MIOCENO MEDIO-ACTUALIDAD)

La principal característica de este campo de paleoesfuerzos es que, a diferencia de los anteriores, se encuentra reflejado mesoestructuralmente en todo el área de estudio, si bien desde un punto de vista macroestructural su efecto se restringe fundamentalmente al tercio septentrional de la misma. Por otra parte, éste es el campo regional compresivo más reciente, y muestra claramente la reactivación de los planos de debilidad estructural de la roca y las estructuras generadas por la actividad de los campos anteriores (superficies de estratificación, fallas, diaclasas, grietas de tracción,...).

6.6.1 - DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS Y RESULTADOS DE LA INVERSIÓN DE ESFUERZOS

Se han utilizado 759 fallas con estrías obtenidas en 46 estaciones de análisis estructural (16.5 fallas / estación), que se encuentran situadas en materiales mesozoicos, paleógenos, miocenos y cuaternarios en todo el área de estudio (fig. 6.6.7). El índice de calidad de los tensores de paleoesfuerzos calculados es similar al del resto de los campos, situándose el 87% de las mismas con valores entre 0.1 y 0.4 (fig. 6.6.1). Aunque el número de fallas por estación no es muy elevado, el hecho de que las fallas asignadas a este campo sean las estructuras compresivas más tardías, permite una buena observación de los datos mesoestructurales.

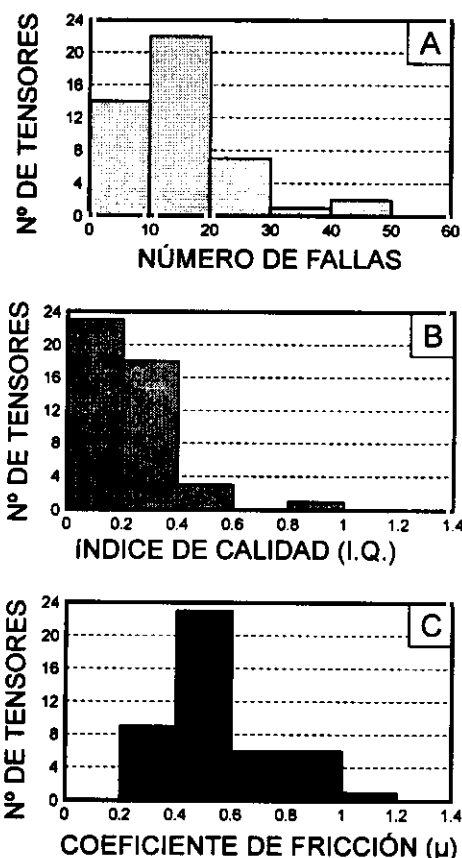


Figura 6.6.1: Histogramas para el campo de paleoesfuerzos "Guadarrama" correspondientes a: A) número de fallas utilizadas para el cálculo de cada tensor de esfuerzos, B) índice de calidad (IQ) de los tensores de paleoesfuerzos, y C) coeficiente de fricción medio calculado siguiendo a Reches et al. (1992).

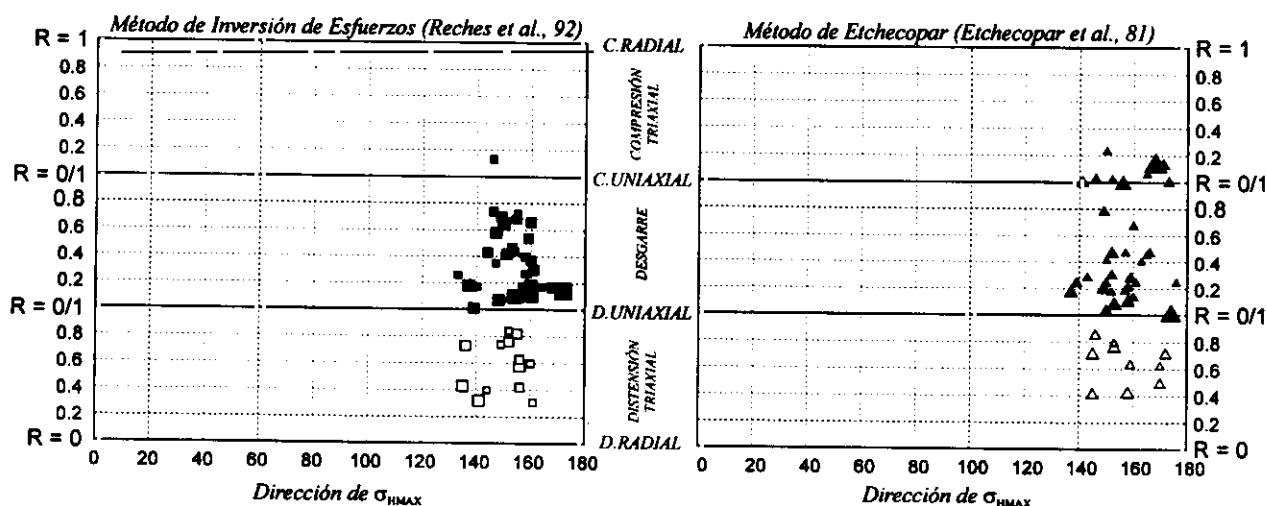


Figura 6.6.2: Diagramas σ_{HMAX}/R de los tensores de paleoesfuerzos deducidos con los dos métodos de inversión utilizados para el campo de paleoesfuerzos "Guadarrama".

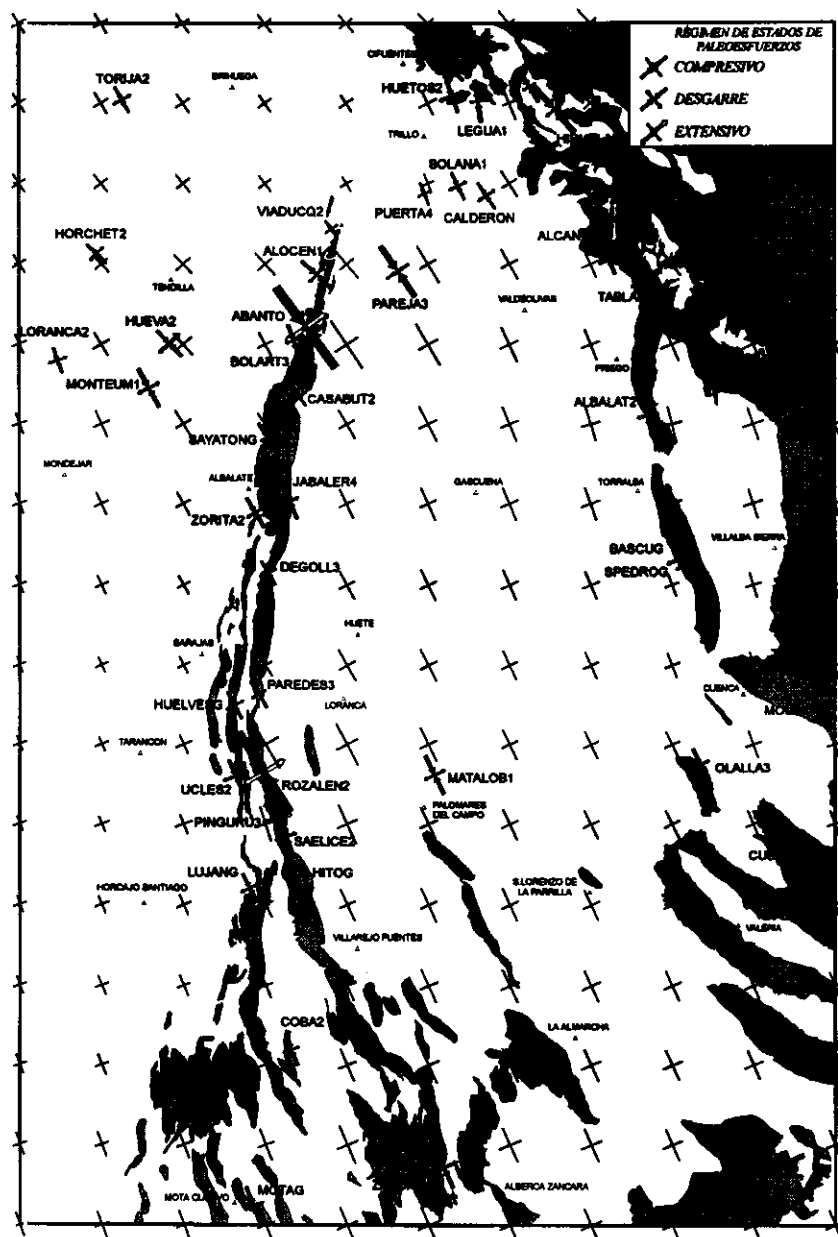


Figura 6.6.3: Mapa de distribución de los estados de paleoesfuerzos calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992) para el campo de paleoesfuerzos "Guadarrama". El tamaño relativo entre las flechas de una misma estación es proporcional a la relación de magnitudes entre $\sigma_{HMAX}/\sigma_{HMIN}$ y su tamaño absoluto es proporcional al índice de calidad de la estación.

No existen discrepancias entre las orientaciones de los ejes principales de los tensores calculados con los dos métodos de inversión utilizados, situándose σ_{HMAX} entre N130E y N180E (fig. 6.6.2). Por lo que se refiere al tipo de elipsoides, el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) proporciona 32 tensores de tipo desgarre (R entre 0 y 0.8), 13 en el campo de la extensión triaxial (R entre 0.3 y 0.9) y sólo uno en el campo de la compresión uniaxial (R = 0.13). El método de Etchecopar, obtiene menos tensores de desgarre (27, con R entre 0 y 0.8), 10 de tipo

extensión triaxial (R entre 0.4 y 0.9) y más tensores de tipo compresión triaxial, próxima al campo uniaxial (9 tensores con R entre 0 y 0.25).

6.6.2 - MAPA DE PALEOESFUERZOS

El mapa de estados de paleoesfuerzos (fig. 6.6.3) muestra como este campo afecta tanto a los materiales mesozoicos, como a la cobertera neógena a lo largo de toda la zona de estudio, lo que no sucedía con los campos de paleoesfuerzos

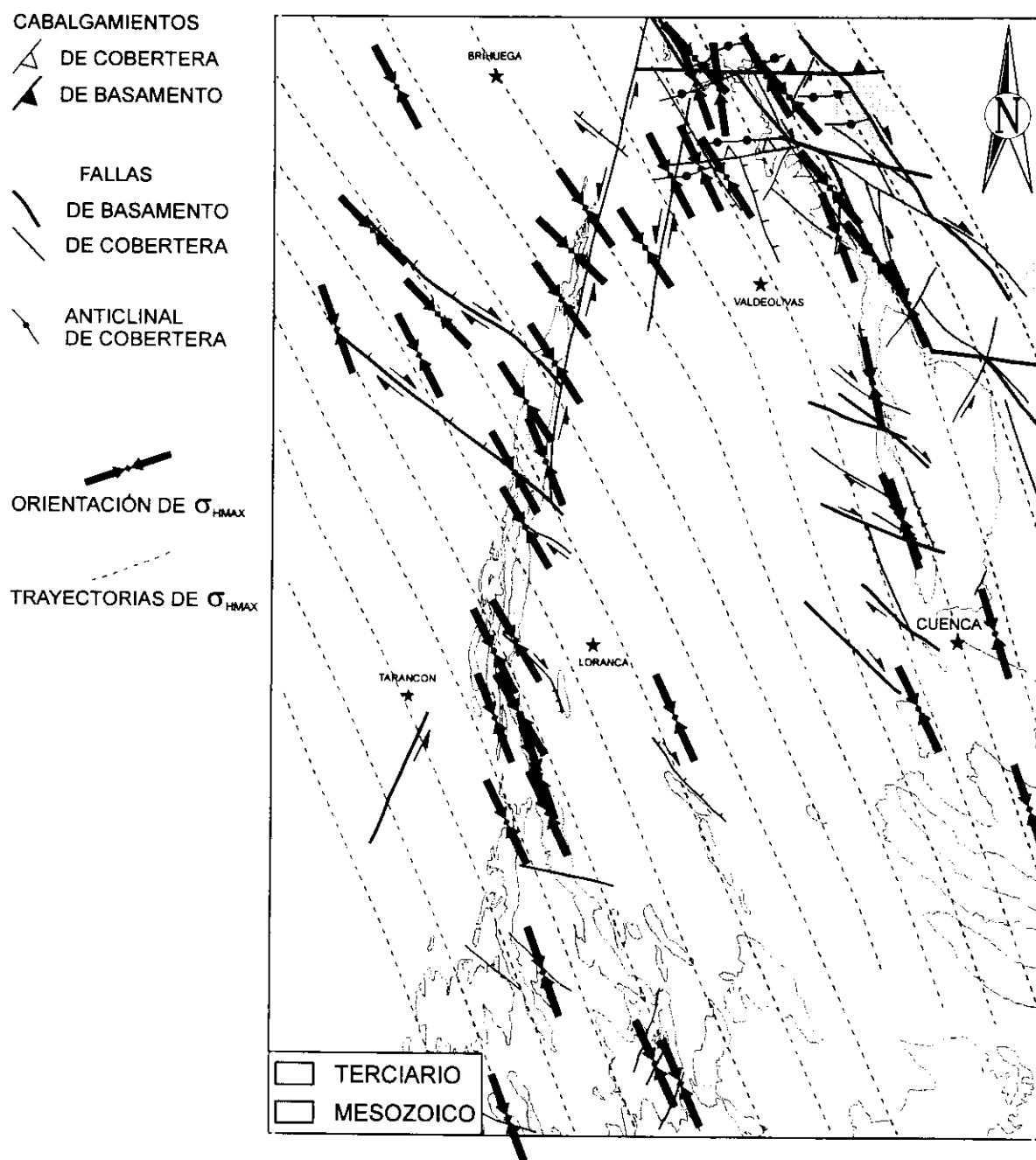


Figura 6.6.4: Mapa de trayectorias de σ_{HMAX} y estructuras activas bajo el campo de paleoesfuerzos "Guadarrama" durante el Mioceno medio-Cuaternario.

anteriores. No obstante, la distribución de estados de esfuerzos puntuales tampoco es homogénea, ya que los datos se concentran en los afloramientos mesozoicos (debido al tipo de litologías y a que éstas presentan numerosas discontinuidades previas), así como en el tercio septentrional de la zona de estudio. Podría pensarse que este hecho puede estar relacionado con cuestiones de accesibilidad o presencia de afloramientos, pero la existencia en este sector de pliegues de escala kilométrica de direcciones N60E a E-O, indica una mayor magnitud de los esfuerzos necesarios para

generar esas deformaciones, tal y como sugiere el análisis mesoestructural.

Por lo que se refiere a las magnitudes relativas de los ejes, los tensores extensivos obtenidos a partir de fallas normal-direccionales se disponen a lo largo del borde de la Cordillera Ibérica y de la Sierra de Bascuñana, y en el S de la zona de estudio. Por el contrario, los tensores de tipo desgarre se sitúan a lo largo de la Sierra de Altomira y en la cuenca de Madrid, y en el tercio septentrional de la zona de estudio.

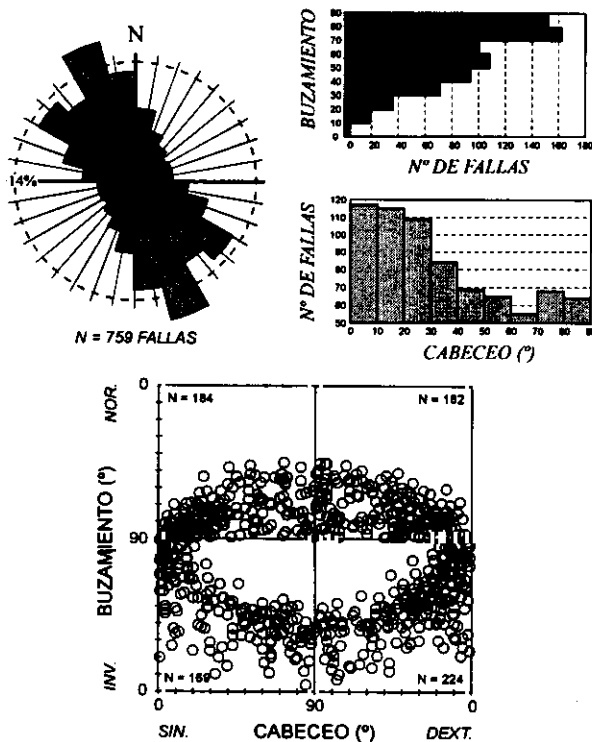


Figura 6.6.5: Rosas de direcciones, histogramas de cabeceos y rosas de buzamientos del conjunto de fallas pertenecientes al campo de paleoesfuerzos "Guadarrama".

El mapa de trayectorias de σ_{HMAX} (fig. 6.6.4) presenta una orientaciones bastante homogéneas, si exceptuamos algunas perturbaciones que se encuentran asociadas a la presencia de estructuras desarrolladas en la cobertera y en el basamento en la mitad septentrional de la Sierra de Altomira y en el límite SO de la Cordillera Ibérica. Las principales perturbaciones en las trayectorias del campo de paleoesfuerzos regional son las siguientes:

- ✧ Rotaciones antihorarias causadas por la presencia de los cabalgamientos previos en la cobertera mesozoica de la Sierra de Altomira y/o la falla de basamento de Sacedón.

- ✧ Los sigmoides generados por las fallas en el basamento de dirección NO-SE en la cuenca de Madrid (*fallas de Albalate y Anguix*), que indican un movimiento dextroso para estas estructuras.

- ✧ Rotaciones antihorarias originadas por la presencia de fallas direccionales N140E paralelas al borde de la Cordillera Ibérica.

- ✧ Rotaciones horarias asociadas a las fallas E-O en el basamento de la Cordillera Ibérica (*sistema de cabalgamientos de Huertapelayo*).

Por el contrario, en las zonas donde el campo *Guadarrama* no produce macroestructuras importantes, las orientaciones de los paleoesfuerzos y de sus trayectorias son muy homogéneas (N155E).

6.6.3 - ESTRUCTURAS ACTIVAS

Las estructuras activas asignadas a este campo de paleoesfuerzos son básicamente oblicuas a la dirección de σ_{HMAX} , apareciendo en mucha menor medida fallas transversales y paralelas (figs. 6.6.4 y 6.6.5). El histograma de cabeceos para el conjunto de las 759 fallas también indica un dominio de las fallas en dirección (cabeceos entre 0 y 30°), lo que está de acuerdo con el tipo de tensores de paleoesfuerzos calculados, mayoritariamente dentro del campo de los desgarres.

Si se observa la rosa de direcciones de la población total (figs. 6.6.5), aparecen dos modas principales en las orientaciones de las fallas: una N130E, que presenta un sentido de movimiento dextroso, y otra N160-NS, con movimiento sinistroso. Cuantitativamente, son ligeramente más abundantes las fallas NO-SE que presentan un movimiento dextroso. Estas fallas aparecen mayoritariamente en la Cordillera Ibérica, Sierra de Bascuñana y en la cuenca de Madrid (fig. 6.6.4 y 6.6.7).

Por lo que se refiere a las fallas sinestrosas, los datos mesoestructurales indican la reactivación a pequeña escala de las macroestructuras de dirección N-S situadas fundamentalmente a lo largo de la Sierra de Altomira (figs. 6.6.4 y 6.6.7).

6.6.4 - CARACTERÍSTICAS MEDIAS DE LOS PALEOESFUERZOS CALCULADOS

El análisis de las 759 fallas asignadas al campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* con el método de los diedros rectos muestra un diagrama con máxima compresión y extensión en la horizontal orientados NO-SE y NE-SO, respectivamente, típica de un régimen de tipo desgarre (fig. 6.6.6). Este diagrama se diferencia claramente del obtenido para los otros dos campos de paleoesfuerzos compresivos, donde la máxima extensión aparecía a lo largo de una corona vertical, que indica una actividad simultánea de fallas inversas y en dirección.

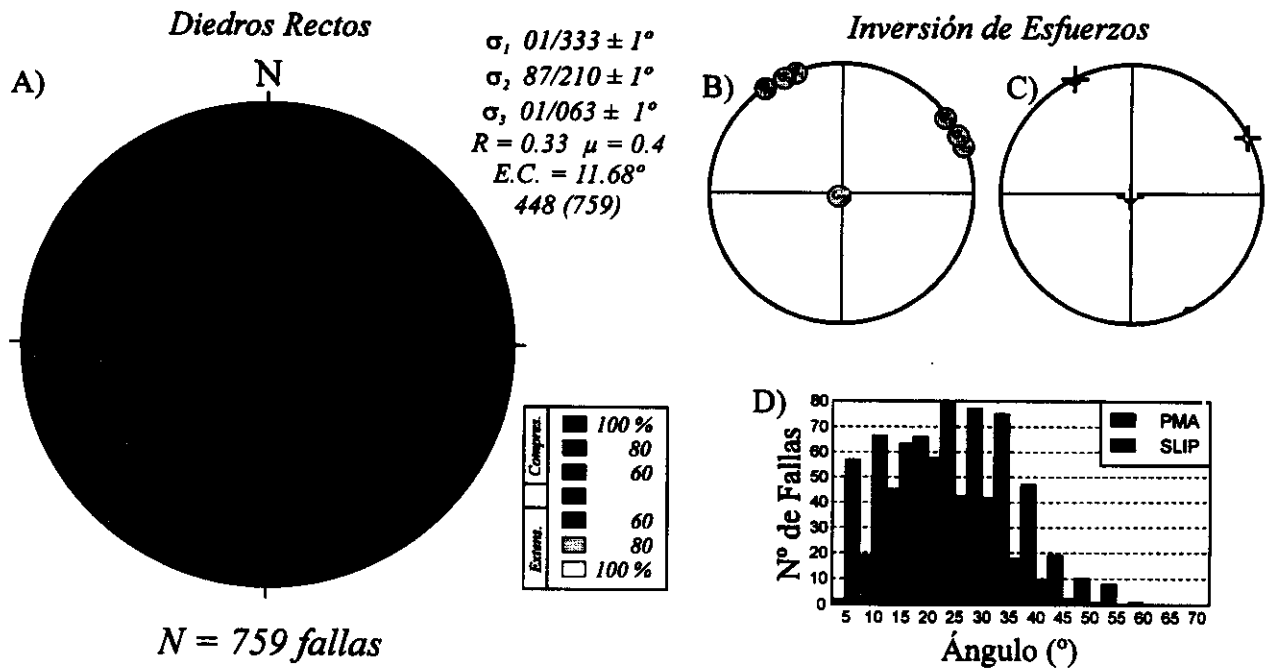


Figura 6.6.6: Resultados de los tensores de paleoesfuerzos medios calculados para los tensores asignados al campo de paleoesfuerzos "Guadarrama". A) diagramas de diedros rectos, B) ejes principales de esfuerzos, C) intervalos de confianza calculados mediante muestreo con reemplazamiento (Reches *et al.*, 1992) y D) histogramas de desviaciones angulares de los ángulos medios entre los ejes principales del tensor calculado y el tensor "ideal" (PMA) y del ángulo de desviación entre la estría teórica y la real (SLIP).

En este caso, el diagrama muestra un dominio claro de movimientos en dirección, y un peso relativo bastante equivalente de las dos familias de fallas observadas en la rosa de direcciones del conjunto (fig. 6.6.5), ya que el diagrama presenta una notable simetría.

Por lo que respecta a la solución obtenida con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992), aparece una solución para 448 fallas con un elipsoide de esfuerzos de tipo desgarre ($R = 0.33$), con σ_2 vertical y σ_1 horizontal según N153E.

La estabilidad de la solución, definida por los intervalos de confianza en el cálculo de los tres ejes principales (1°), es excelente, siendo el error cuadrático en el cálculo de la solución también el más bajo de los campos de paleoesfuerzos analizados (11.68°). Los histogramas de desviación de los ángulos PMA y SLIP presentan una buena distribución, siendo sus valores medios de 26 y 15°, respectivamente. El coeficiente de fricción medio (μ) al que ajusta mejor la población es de 0.4.

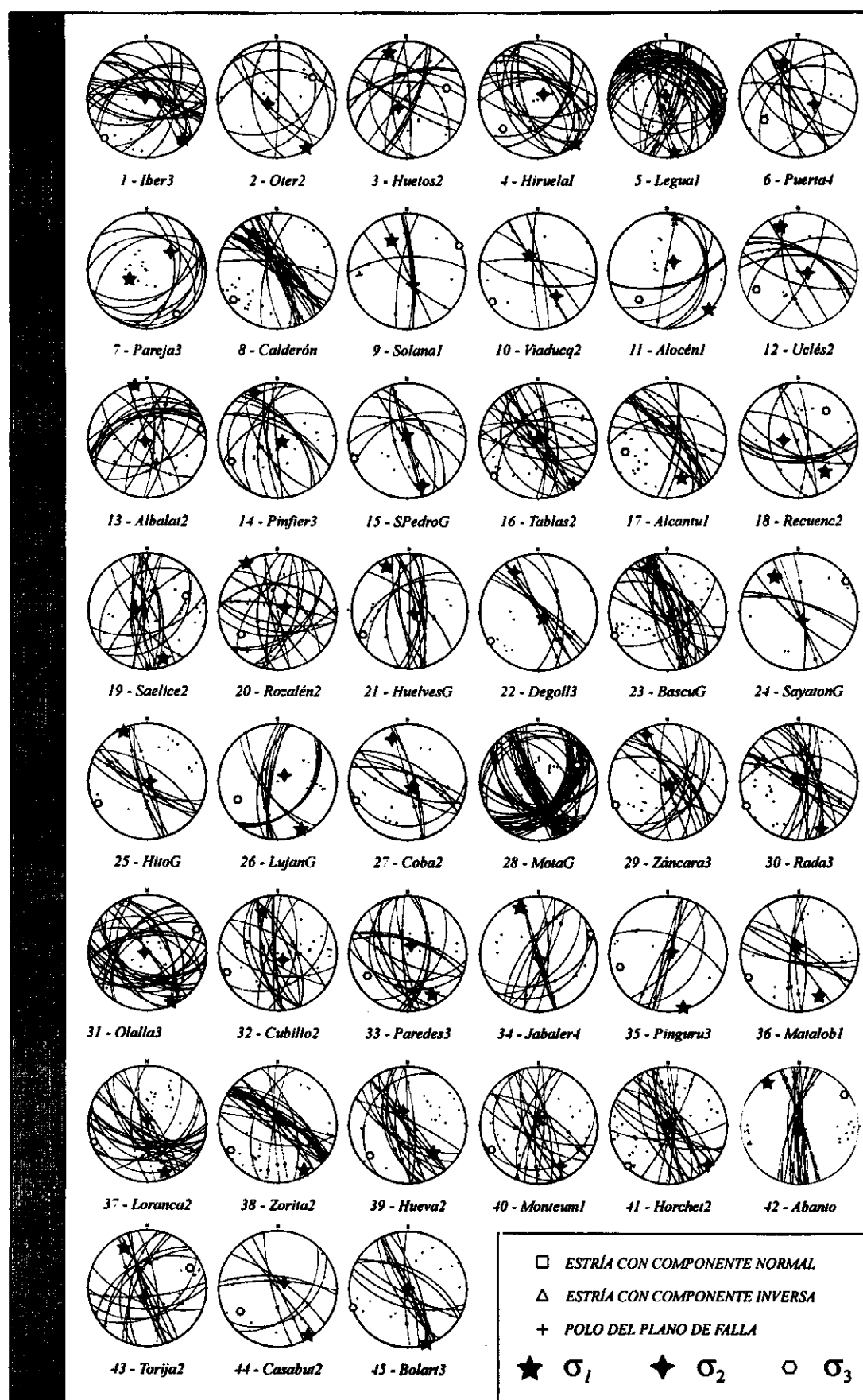


Figura 6.6.7: Representación en la red de Wulff (semiesfera inferior) de las fallas y tensores de paleoesfuerzos calculados con el método de inversión (Reches et al., 1992) asignados al campo de paleoesfuerzos "Guadarrama". Los números de las estaciones se corresponden con los de la figura 6.6.3 y con el Anexo III.

6.7 - DISCUSIÓN

En la figura 6.7.1 se proyectan todos los estados de esfuerzos deducidos en la zona de estudio interpretados como primarios, excluyendo los tensores interpretados como permutaciones de los campos primarios regionales. En esta figura se puede observar que la evolución general de los estados de paleoesfuerzos en el borde oriental de la cuenca del Tajo, desde el Oligoceno hasta la actualidad, se encuentra definida por dos procesos:

A) Una rotación en la dirección del σ_{HMAX} desde el Oligoceno hasta la actualidad.

Esta rotación conlleva un cambio en las macroestructuras asociadas, tanto en su localización espacial, como en el carácter de las mismas. Los estados de esfuerzos puntuales asignados a los campos *Ibérico*, *Altomira* y *Guadarrama*, caen mayoritariamente dentro del campo de desgarre (*strike-slip regime*), y generan estructuras

compresivas (pliegues, cabalgamientos y fallas en dirección) en la cobertera mesozoico-paleógena. Estos campos de esfuerzos no generan inversión tectónica significativa en el basamento Hercínico, a excepción de la Cordillera Ibérica, tal y como se deduce de la información geofísica.

La localización espacial de las deformaciones a nivel macroestructural también varía, definiéndose tres etapas principales de actividad:

◊ A lo largo del Oligoceno, son activos el borde SO de la Cordillera Ibérica, el sector meridional de enlace Cordillera Ibérica-Sierra de Altomira, y la mitad meridional de la Sierra de Altomira (campo *Ibérico*).

◊ Durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior, las zonas tectónicamente activas se extienden hacia los sectores central y septentrional de la Sierra de Altomira y la Sierra de Bascuñana (campo *Altomira*).

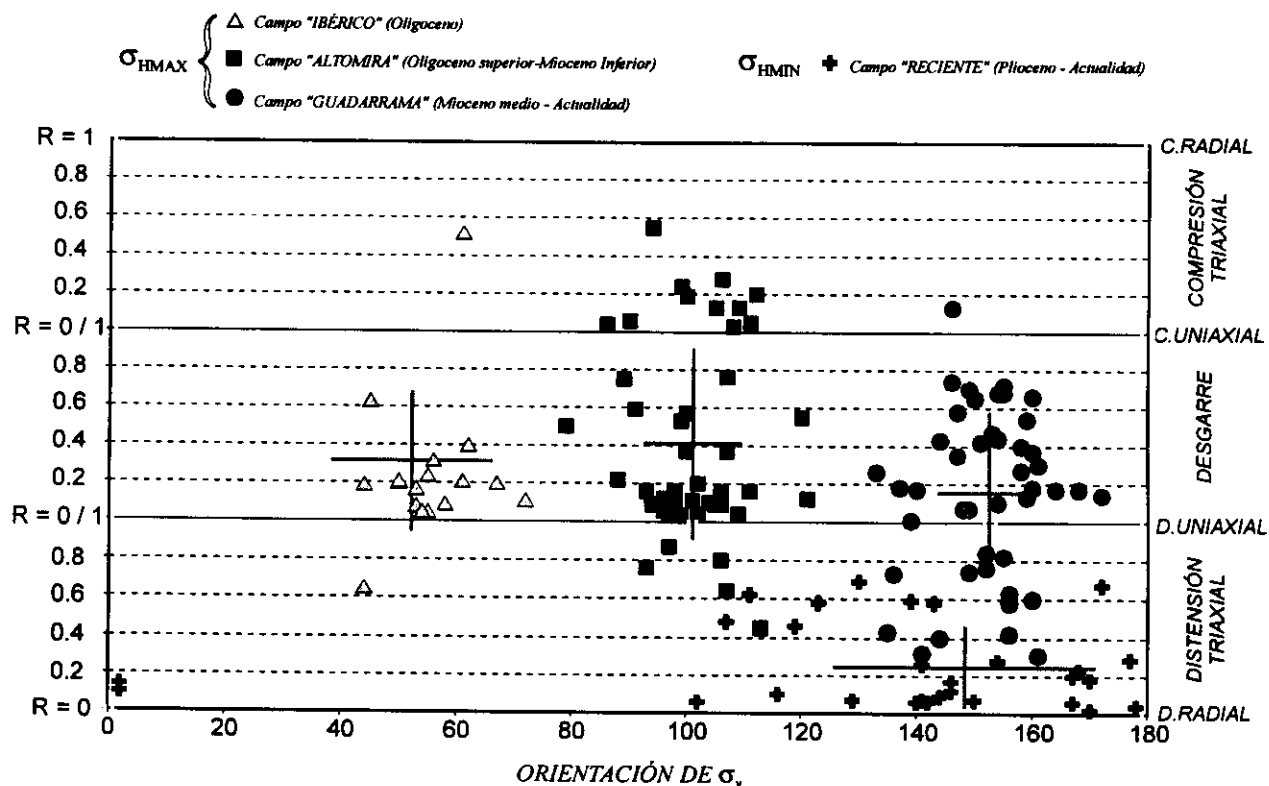


Figura 6.7.1: Proyección de los estados de esfuerzo puntuales de primer orden obtenidos a partir del método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992) en un diagrama σ_{HMAX} / R para los campos de paleoesfuerzos compresivos y σ_{HMIN} / R para el campo "Reciente". Se puede observar la rotación horaria en la orientación de la dirección de compresión horizontal para los campos "Ibérico", "Altomira" y "Guadarrama" desde el Oligoceno hasta la actualidad. El campo de esfuerzos "Reciente", aunque presenta una mayor dispersión en la orientación de σ_{HMIN} , es coaxial con el campo "Guadarrama", con el que ha actuado de un modo simultáneo y/o alternante desde el Plioceno hasta la actualidad.

✧ Finalmente, las últimas macroestructuras se desarrollan en el tercio septentrional de la zona de estudio a lo largo del Mioceno medio, y su actividad se prolonga hasta el Cuaternario (campo *Guadarrama*).

Esta rotación en las orientaciones de σ_{HMAX} ya había sido descrita en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (De Vicente, 1988), si bien en esa zona la rotación no va acompañada de un cambio significativo en la localización de las estructuras desarrolladas. Cabe destacar que, tanto la localización de las estructuras, como la orientación de los esfuerzos principales del campo *Altomira*, presentan una disposición espacial y temporal intermedia entre los campos *Ibérico* y *Guadarrama*. Este campo de esfuerzos, además, es el que presenta un carácter más compresivo en la zona de estudio, capaz de generar el único cinturón Terciario de pliegues y cabalgamientos de gran magnitud (> 100 Km) con una orientación N-S en el interior de la península Ibérica.

B) La aparición de un proceso de extensión a partir del Mioceno superior.

Este proceso afecta de un modo bastante generalizado a la mayor parte de la zona de estudio (campo de paleoesfuerzos *Reciente*), si bien las deformaciones observadas se encuentran limitadas a unas condiciones muy superficiales.

La distribución de las estructuras no es homogénea, ya que se concentran en una serie de bandas o corredores de orientación principal NE-SO. Los ejes principales de los estados de esfuerzos del campo *Reciente* son coaxiales con los del campo *Guadarrama*, activo desde el Mioceno medio hasta la actualidad, y tanto las observaciones sísmicas, como meso y macroestructurales indican la actividad simultánea de ambos procesos a partir del Plioceno. La aparición de la extensión coincide con el encajamiento de la red fluvial cuaternaria, que está fuertemente condicionada por las estructuras activas durante el Plioceno - Cuaternario (fallas normales y direccionales) bajo ambos campos de paleoesfuerzos (*Reciente* y *Guadarrama*).

En la figura 6.7.1 se puede observar tanto, la rotación en la orientación general de σ_{HMAX} , como la coaxialidad entre los estados de esfuerzo atribuidos al campo *Guadarrama* y al campo *Reciente* extensivo, si bien éste último presenta una mayor dispersión en la orientación de las

direcciones de σ_{HMIN} . Esta mayor dispersión en la orientación de los ejes horizontales (σ_{HMIN}) de los estados de esfuerzos extensivos puede deberse a dos factores:

1) la diferencia de esfuerzos necesaria para reactivar estructuras extensionales es menor que la necesaria para activar estructuras de desgarre o compresivas. Por este motivo, el abanico de orientaciones de planos de debilidad que se pueden reactivar como fallas normales es mayor que para fallas direccionales o inversas (cap. 3).

2) El otro hecho que favorece la mayor dispersión de σ_{HMIN} , es que el campo *Reciente* extensivo el más tardío en actuar, y, por tanto, el que se encuentra un mayor número de discontinuidades previas. A este hecho, se le añade la presencia de fallas de alto buzamiento, tanto en el basamento, como en la cobertera mesozoico-paleógena, con orientaciones favorables para ser activadas como fallas normales (perpendiculares a σ_{HMIN}).

Cualquier modelo geodinámico que se proponga para explicar la evolución tectónica y sedimentaria en el interior de la península Ibérica durante el Terciario, y muy especialmente en la cuenca del Tajo, ha de explicar satisfactoriamente los datos descritos anteriormente. Antes de plantear un modelo evolutivo que de cuenta de la génesis de las estructuras y paleoesfuerzos descritos, es necesario considerar los siguientes aspectos:

- 1 - Los conceptos planteados en el capítulo 3 sobre la interpretación de los estados de paleoesfuerzos
- 2 - El marco cinemático y geotectónico de la península Ibérica desde el Terciario hasta la actualidad (cap. 2).
- 3 - Los modelos geotectónicos propuestos para las deformaciones terciarias para la península Ibérica en el E y en el centro peninsular (Cordillera Ibérica y Costero-Catalanas y Sistema Central), que se han resumido en el capítulo 3.

En el capítulo 10, se relacionan los campos de paleoesfuerzos obtenidos en la zona de estudio, con el contexto geodinámico y cinemático, y se propone un modelo tectogenético para las deformaciones asignadas a los diferentes campos de paleoesfuerzos, discutiendo los aspectos relacionados con posibles efectos de perturbaciones, permutaciones, etc.

7 - CINEMÁTICA Y RELACIONES TECTÓNICA-SEDIMENTACIÓN

7.1 - INTRODUCCIÓN

En este capítulo se reconstruye la evolución cinemática de las estructuras descritas en los capítulos 4 y 5, en relación a los campos de paleoesfuerzos que las han activado desde el Oligoceno hasta la actualidad. Para poder establecer esta evolución han resultado imprescindibles los datos paleogeográficos y de relleno de las cuencas descritos por diferentes autores (cap. 2). Así, la integración de estos datos, junto con el resto de información estructural obtenida en esta Tesis, ha permitido reconstruir la evolución de las deformaciones y su relación con los sistemas deposicionales terciarios a una escala macroscópica.

Un aspecto a destacar son los problemas de correlación entre diferentes autores para las reconstrucciones paleogeográficas establecidas en el tercio septentrional de la cuenca de Loranca durante el Neógeno (figs. 2.2.4 y 2.2.5). Estos problemas pueden ser debidos, en nuestra opinión, a que cada grupo de investigación comenzó sus estudios en unas zonas y materiales sedimentarios concretos, para posteriormente ir correlacionando las unidades a otras zonas de la cuenca, con la dificultad añadida que supone la datación de los materiales continentales detríticos. El criterio que se ha utilizado en este trabajo para decidimos por una u otra reconstrucción en cada sector durante el Neógeno, ha sido simplemente el de elegir la que mejor ajustaba con los datos estructurales propios.

En resumen, las reconstrucciones cinemáticas están apoyadas por los siguientes trabajos sobre la paleogeografía y relleno sedimentario de las cuencas terciarias:

✧ *Borde oriental de la cuenca de Madrid:*

La base fundamental utilizada es la tesis doctoral de Rodríguez Aranda (1995) sobre los sistemas de abanicos aluviales Miocenos en el borde oriental de la cuenca de Madrid (sectores central y septentrional de la Sierra de Altomira).

✧ *Sector central y meridional de la cuenca de Loranca.*

Se han adoptado las reconstrucciones paleogeográficas de Díaz Molina y Bustillo (1985); Díaz Molina *et al.* (1989), Torres y Zapata (1986c), Díaz Molina y Tortosa (1996).

✧ *Sector septentrional de la cuenca de Loranca y su unión con la cuenca de Madrid.*

La reconstrucción se ha establecido a partir de los trabajos de Torres y Zapata (1986c) y de Alonso Zarza *et al.* (1990a y b).

Para la descripción cinemática de las estructuras mayores se han separado, en primer lugar, unas etapas principales definidas por las principales discontinuidades estratigráficas, que se corresponden con los campos de paleoesfuerzos descritos en el capítulo 6. No obstante, conviene remarcar que estos límites temporales, aunque se correlacionan bien con las principales etapas de actividad de las estructuras, no tienen por qué ser isócronos a lo largo de toda la zona de estudio. En este sentido, lo más probable es que se hayan producido desfases temporales entre la actividad de las estructuras para cada campo, y también durante el relevo de un campo de esfuerzos por otro.

7.2 - EVOLUCIÓN CINEMÁTICA DE LAS ESTRUCTURAS ASOCIADAS AL CAMPO DE PALEOESFUERZOS "IBÉRICO"

La actividad tectónica del campo de paleoesfuerzos *Ibérico*, y de las estructuras asociadas, se correlaciona bien con los sedimentos sintectónicos de la etapa 1 de la *Unidad Detrítica Superior* (Díaz Molina, 1974; Díaz Molina y Tortosa, 1996; Gómez *et al.*, 1996) y con la parte inferior del *Segundo Ciclo Paleógeno* de Torres y

Zapata (1986a). La edad de este campo, en la cuenca de Loranca, se corresponde de un modo aproximado con el Arvernense inferior - Ageniense inferior (30 - 23 Ma), aunque es probable que la deformación en las zonas más centrales de la Cordillera Ibérica comenzara anteriormente.

Durante los más de seis millones de años de actividad del campo *Ibérico* en la zona de estudio, la deformación migra, tanto frontal como lateralmente, y la reconstrucción cinemática tiene que estar de acuerdo con los siguientes datos:

✧ Las estructuras frontales de cabalgamiento de dirección NO-SE se propagan desde el interior de la Cordillera Ibérica (al NE de la zona de estudio) hacia el SO. El efecto de este avance de los pliegues y cabalgamientos de dirección NE-SO es que el abanico de Tórtola situado al S (fig. 2.2.5) no alcanzó el margen SO de la cuenca de Loranca. No obstante, también se han detectado aportes locales provenientes del tramo meridional de la Sierra de Altomira.

✧ Es posible detectar, en base a la evolución de los sistemas deposicionales, un crecimiento lateral de las estructuras frontales hacia el NE de la cuenca de Loranca.

✧ Existe actividad sedimentaria sintectónica y discordancias progresivas asociadas a los flancos de los pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE.

✧ Por lo que se refiere a las estructuras laterales, destaca la expansión hacia el NO que sufre el sistema deposicional de Tórtola a partir de la *zona de transferencia de San Lorenzo de la Parrilla*. Esto indica una actividad tectónica de esta estructura, que ha debido de actuar con una cierta componente normal, con el labio hundido situado hacia el N.

✧ En la Sierra de Bascuñana, aunque los datos sedimentológicos y paleogeográficos son escasos, éstos no indican un aporte de sedimentos desde esta zona, y los pocos que aparecen presentan paleocorrientes hacia el NO y SE (Díaz Molina y Tortosa, 1996). Sin embargo, los datos estructurales macro y mesoscópicos apoyan la idea de una cierta actividad tectónica en el sector más meridional de dicha Sierra.

✧ Se mantiene una conexión entre la cuenca de Loranca y la de Madrid en la posición que posteriormente ocupa el tramo septentrional de la Sierra de Altomira, al N de la *zona de falla de Tarancón*. No obstante, Díaz Molina y Tortosa (1996) destacan la presencia de paleocorrientes hacia el N, lo que podría indicar una cierta actividad tectónica de la falla de basamento de Sacedón. Por el contrario, no es probable la presencia de pliegues y cabalgamientos en los sectores central y septentrional de la Sierra de Altomira, ya que no existen aportes locales desde el O en la mitad septentrional de la cuenca de Loranca. Los datos estructurales apoyan esta idea, ya que la cinemática de las estructuras y los

paleoesfuerzos asociados (campo *Ibérico*) no son compatibles con los obtenidos al N de la *zona de falla de Tarancón*.

Teniendo todos estos datos en cuenta, se ha procedido a realizar un esquema de la evolución de las deformaciones a lo largo del campo de paleoesfuerzos *Ibérico*. Aunque todos los datos sugieren que la evolución de las deformaciones durante este periodo debió de ser bastante progresiva, en la figura 7.2.1A se muestra la disposición de las primeras estructuras activas, durante el comienzo de actuación del campo *Ibérico* en la zona de estudio. En la figura 7.2.1B se describe la reconstrucción de la evolución cinemática que corresponde a la etapa posterior de máxima expansión geográfica del campo de paleoesfuerzos *Ibérico*.

A) Primera etapa evolutiva del campo de paleoesfuerzos *Ibérico*

Esta primera etapa (fig. 7.2.1A) se caracteriza por una actividad tectónica limitada al borde de la Cordillera Ibérica. Así, en el *dominio del Alto Tajo* se desarrollan pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE vergentes hacia el SE, y fallas dextrosas ESE-ONO. En el dominio de la Serranía de Cuenca también se desarrollan pliegues de dirección NE-SO, que limitan hacia el N con las zonas de transferencia de Villalba de la Sierra y de San Lorenzo de la Parrilla. La primera de estas zonas es dextrosa, mientras que la segunda es sinestrosa y presenta un claro carácter transtensivo.

Durante las primeras etapas evolutivas del campo *Ibérico* es bastante probable la presencia de deformaciones tempranas en algunos de los principales anticlinales de dirección NO-SE situados en zonas internas de la cuenca de Loranca, como el de San Lorenzo de la Parrilla, teniendo las estructuras más tempranas una clara vergencia hacia el SO.

B) Etapas finales del campo de paleoesfuerzos *Ibérico*

El desarrollo progresivo de la deformación conlleva un avance hacia la zona de antepaís, situada al SO, de las estructuras frontales de dirección NO-SE. Este hecho se refleja en las macroestructuras que se observan en los últimos

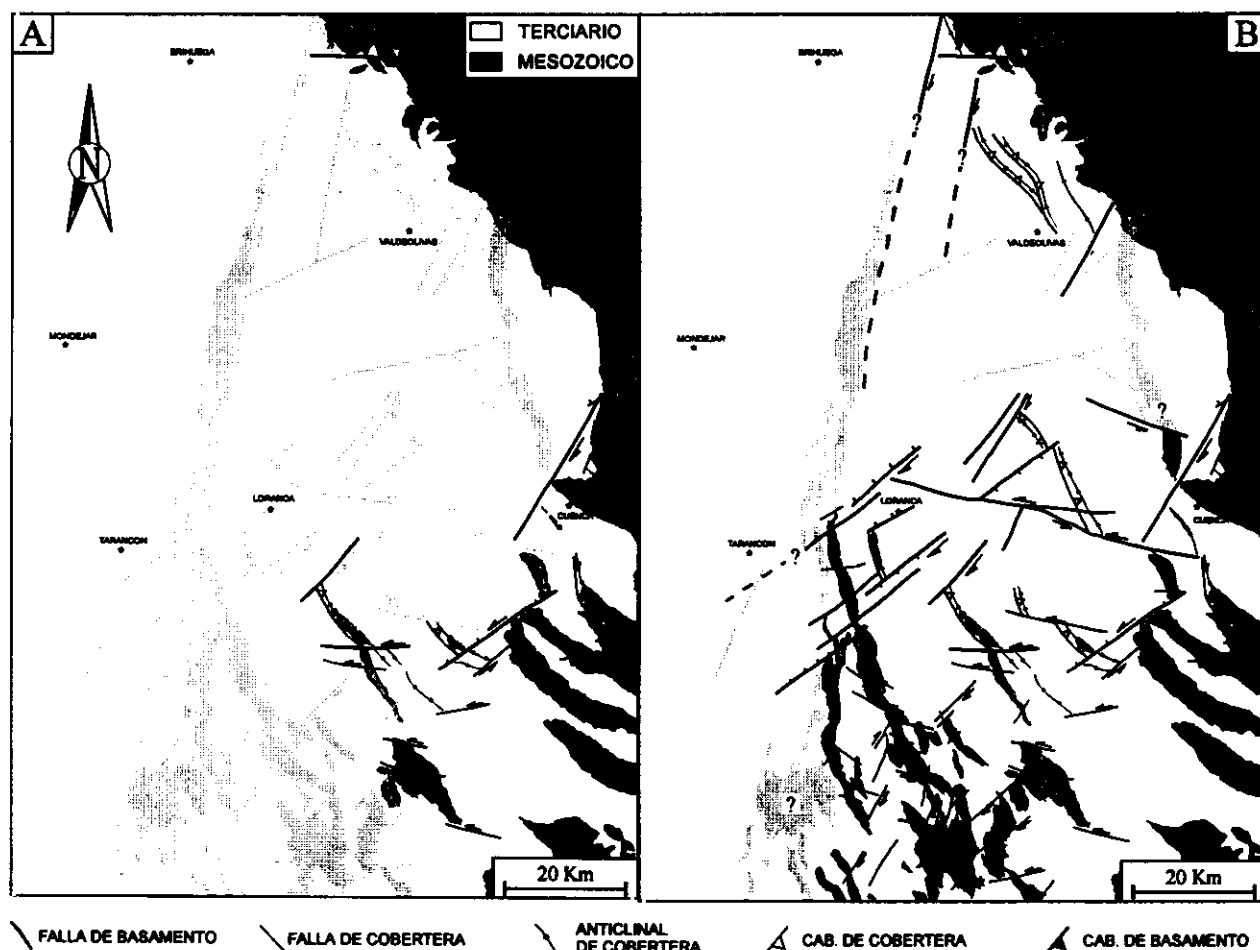


Figura 7.2.1: Evolución cinemática de las estructuras asociadas al campo de paleoesfuerzos "Ibérico" durante el: A) Arvernense inferior, y B) Ageniense inferior.

afloramientos mesozoicos situados en el extremo SO de la zona de estudio (fig. 7.2.1B). Debido a la ausencia de información geofísica y paleogeográfica en el extremo SO de la zona estudiada, la actividad cinemática se ha extrapolado con los datos estructurales de superficie.

Además del avance frontal, las estructuras también presentan un importante avance lateral hacia el centro de la cuenca de Loranca, que va acompañado de una progresiva rotación horaria en las direcciones de las estructuras frontales, que pasan a ser NNO-SSE. La vergencia general de las mismas sigue siendo hacia el SE, lo que implica una cierta componente lateral que se refleja en las numerosas trazas sigmoidales de los pliegues, que son las que facilitan la rotación de las estructuras frontales. Esta rotación se prolonga hacia el N hasta alcanzar la *zona de falla de Tarancón*, que constituye el límite de las estructuras activadas por este campo hacia el N en la cuenca de Loranca.

Los pliegues y cabalgamientos se amortiguan o relevan lateralmente mediante la actuación de zonas de transferencia según dos direcciones principales: ESE-ONO sinestrosas y NE-SO dextrosas con un importante movimiento extensivo.

En el extremo septentrional de la zona de estudio no se produce un avance de la deformación hacia el antepaís, apareciendo sólo algunos pliegues de dirección NE-SO vergentes al SO situados en las proximidades de Valdeolivas. Este suave avance puede haber llevado consigo la posibilidad de una cierta actividad con movimiento de tipo direccional en las fallas de basamento N-S de Sacedón y de Pareja, si bien no se han encontrado un reflejo estructural significativo en la cobertera mesozoico-paleógena.

C) Discusión

El resultado de la actuación del campo *Ibérico* es la formación de un arco de pliegues y cabalgamientos que cubre la mitad meridional de la cuenca de Loranca y cuyo límite septentrional es la *zona de falla de Tarancón*. Este arco se desarrolla debido al avance hacia el S, y su amortiguación y rotación lateral asociada, de los pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE y vergencia hacia el SO desarrollados en el borde de la Cordillera Ibérica y en la mitad meridional de la cuenca de Loranca.

La secuencia de emplazamiento y avance de los pliegues y cabalgamientos, que se deduce para la actuación de este campo es desde las zonas internas de la Cordillera Ibérica hacia el antepaís, siendo las estructuras progresivamente más jóvenes hacia el SE y hacia el N. Durante el emplazamiento de las estructuras no se han detectado pulsos significativos a escala regional, sino que el avance de la deformación es bastante progresivo.

7.3 - EVOLUCIÓN CINEMÁTICA DE LAS ESTRUCTURAS ASOCIADAS AL CAMPO DE PALEOESFUERZOS "ALTOMIRA"

Las estructuras activas durante la actuación del campo de paleoesfuerzos *Altomira* se desarrollan, fundamentalmente, durante el Mioceno inferior (Ramblense - Aragoniense inferior, 23 - 17 Ma). Esta actividad es sincrónica con la sedimentación en la cuenca de Loranca de las etapas II y III de la *Unidad Detrítica Superior* (Díaz Molina y Bustillo, 1985) y con la parte inferior de la *Unidad Terminal* (García Abbad, 1975), equivalentes del *Primer Ciclo Neógeno* (Torres y Zapata, 1986a). Por lo que se refiere a la cuenca de Madrid, la actividad tectónica se correlaciona con el depósito de los sedimentos de la *Unidad Inferior* del Mioceno (Junco y Calvo, 1983; Rodríguez Aranda, 1995).

Todos los autores señalan que es durante esta etapa cuando se produce el emplazamiento de las estructuras a lo largo de la rama principal de la Sierra de Altomira (Torres y Zapata, 1986a; Rodríguez Aranda, 1995; Díaz Molina y Tortosa, 1996). Esta actividad tectónica produce la separación de la sedimentación en las cuencas de Madrid y de Loranca, adquiriendo esta última un carácter mucho más confinado.

Dentro de este esquema general, es posible distinguir dos pulsos principales de actividad asociada al campo *Altomira*, con una etapa intermedia de menor actividad: el primero estaría relacionado con la mayor deformación en la rama principal de la Sierra de Altomira, y el segundo con la estructuración de la Sierra de Bascuñana (Díaz Molina *et al.*, 1989; Díaz Molina y Tortosa, 1996; Gómez *et al.*, 1996). Este segundo pulso no se observa en la cuenca de Madrid, donde se ha

deducido una única etapa de progradación de los sistemas de abanicos aluviales desde el frente de la Sierra de Altomira (Rodríguez Aranda, 1995).

A) Durante el desarrollo del primer pulso, se produce el emplazamiento principal de los pliegues y cabalgamientos a lo largo de la rama principal de la Sierra de Altomira, quedando reflejado en las cuencas terciarias por las siguientes evidencias:

✧ Hay aportes locales generalizados a lo largo de toda la rama principal de la Sierra de Altomira, tanto hacia el E (cuenca de Loranca) como hacia el O (cuenca de Madrid), así como en el anticlinorio de Pareja.

✧ En la zona de enlace entre las cuencas de Madrid y de Loranca se detecta la actividad de un abanico de gran magnitud con paleocorrientes hacia el E, que se expande hacia el SO de la cuenca de Madrid tras rebasar la Sierra de Altomira.

✧ Durante este primer pulso se mantiene la actividad de los sistemas deposicionales principales que funcionaron durante la etapa anterior en la cuenca de Loranca. Estos sistemas están fuertemente controlados por las estructuras de direcciones norteadas situadas en las partes centrales de la cuenca de Loranca, y sólo son accesibles a través de los datos geofísicos.

✧ En la cuenca de Madrid se produce la progradación de facies detríticas de la *Unidad Inferior* del Mioceno, asociada al emplazamiento de los cabalgamientos frontales más occidentales de la Sierra de Altomira (Rodríguez Aranda, 1995).

B) El segundo pulso tectónico se relaciona con el emplazamiento de la Sierra de Bascuñana

(Díaz Molina y Tortosa, 1996; Gómez *et al.*, 1996), que se ha asimilado al mismo campo de paleoesfuerzos debido a que presenta las mismas características cinemáticas y dinámicas que el sector septentrional de la Sierra de Altomira. Este emplazamiento se relaciona con el depósito de un cinturón de abanicos aluviales a lo largo del flanco occidental de la Sierra de Bascuñana, y con el relleno sintectónico de la cuenca de Mariana (Gómez *et al.*, 1996), situada entre la Sierra de Bascuñana y la Cordillera Ibérica.

A) Primera etapa evolutiva del campo de paleoesfuerzos Altomira (Ageniense superior, 23 Ma - Aragoniense inferior, 18.5 Ma)

Durante el comienzo de la actuación del campo *Altomira* (fig. 7.3.1A), se produce el emplazamiento del sistema de pliegues y cabalgamientos imbricado en los sectores meridional, central y septentrional de la Sierra de

Altomira, tal y como indican los datos cinemáticos y dinámicos. La dirección de emplazamiento de las estructuras frontales es hacia el O en los sectores meridional y central de la Sierra de Altomira, y hacia el ONO en su extremo septentrional. Aunque localmente se desarrollan algunos retrocabalgamientos, éstos suelen estar asociados a zonas de transferencia (Anguix y Segóbriga), y son de mucha menor entidad que los que se desarrollaron durante la actuación del campo *Ibérico* en la mitad meridional de la cuenca de Loranca.

Durante la actividad de el campo *Altomira*, las antiguos límites laterales transtensivos de la *zona de falla de Tarancón* pasan a tener una importante componente dextrosa, actuando como verdaderos *transfers* de los cabalgamientos. Sin embargo, y a diferencia de la etapa anterior, esta importante zona de falla no constituye un límite lateral final de las estructuras frontales.

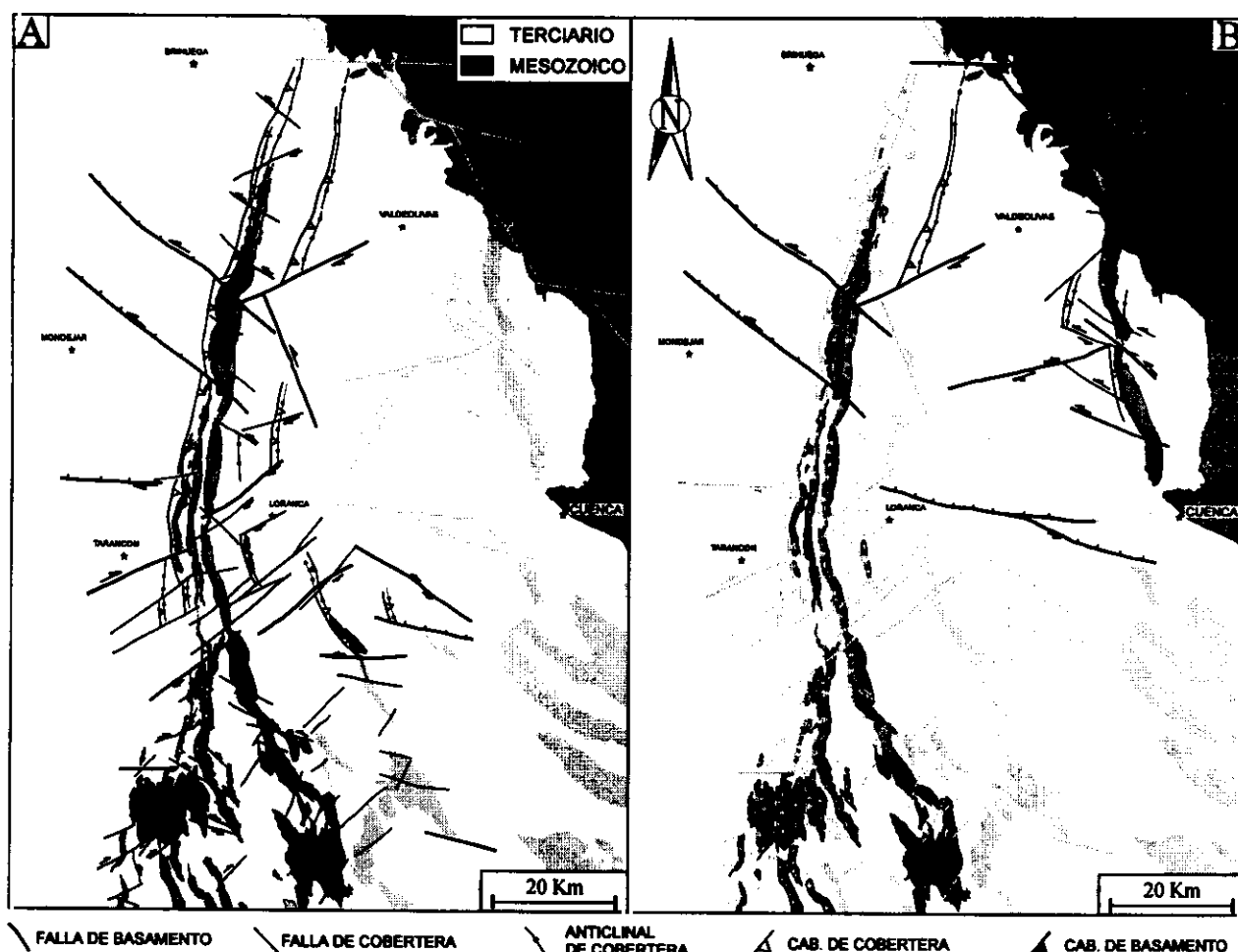


Figura 7.3.1: Evolución cinemática de las estructuras asociadas al campo de paleoesfuerzos "Altomira" durante el A) Ageniense superior, y B) Aragoniense inferior.

Durante la actuación de este campo comienza a hacerse notoria, tanto en la mitad septentrional de la Sierra de Altomira, como en la cuenca de Madrid, la actividad de una serie de fallas en el basamento de dirección NO-SE (Albalade y Anguix). Estas fallas presentan un movimiento en dirección con sentido de movimiento sinistroso, y desarrollan sendas zonas de transferencia en la cobertera mesozoico-paleógena. Los datos sedimentológicos y paleogeográficos (Rodríguez Aranda *et al.*, 1995) apuntan a un control relativo de la sedimentación de la *Unidad Inferior* por parte de estas fallas durante el Mioceno inferior (fig. 2.2.8, cap. 2).

La cinematografía de los cabalgamientos indica una cierta rotación horaria de las estructuras desde las partes centrales de la Sierra de Altomira hacia el N. Dicha rotación se produce a favor de las *zonas de transferencia de Albalade y Anguix*, y va acompañada de una amortiguación de la deformación en el mismo sentido, hasta desaparecer las estructuras compresivas al N de Trillo. Este hecho conlleva un avance lateral de las estructuras hacia el N, lo que implica una edad más temprana en los sectores centrales, que son los que presentan un mayor grado de acortamiento (cap. 5).

B) Segunda etapa evolutiva del campo de paleoesfuerzos Altomira (*Aragoniense inferior*)

Durante este segundo pulso tectónico, se produce el emplazamiento de la Sierra de Bascuñana, que consiste en un anticlinorio vergente hacia el O (fig. 7.3.1B). Las estructuras principales son una serie de pliegues de propagación de falla de gran amplitud, que presentan una dirección de emplazamiento hacia el ONO. Estos pliegues y cabalgamientos se relevan lateralmente, desde el S hacia el N, mediante sistemas de transferencia que comprenden fallas NO-SE sinistras y pliegues oblicuos (*zonas de transferencia del río Trabaque y de Sotos*).

En su extremo septentrional (tramo de Priego), la Sierra de Bascuñana presenta una serie de pliegues y cabalgamientos ciegos desarrollados en su flanco occidental, con las mismas características estructurales pero con una menor amplitud. Hacia el N, la Sierra de Bascuñana se une a la Cordillera Ibérica mediante una serie de fallas NE-SO y NO-SE a través de una zona compleja que presenta evidencias de deformación posterior.

No es descartable que permanezca algo de actividad compresiva durante esta etapa en el extremo septentrional de la Sierra de Altomira y en el anticlinorio de Pareja, tal y como sugieren algunos datos paleogeográficos (Gómez *et al.*, 1996), aunque con el mismo sentido de emplazamiento y características que durante el comienzo de actividad del campo *Altomira*.

C) Discusión

La principal característica de la deformación asociada al campo de esfuerzos *Altomira* es su localización alejada de las zonas de deformación más próximas (Cordillera Ibérica y Sistema Central), así como el hecho de que dicha deformación comience en zonas distales y posteriormente se propague hacia zonas más internas, próximas a la Cordillera Ibérica. Estos factores, además del origen de los esfuerzos E-O que la originan, descritos en el capítulo 6, debe estar relacionado con dos aspectos:

I) La presencia de la *falla de Sacedón* en el basamento, que genera un escalón que afecta a la geometría del nivel de despegue (*Keuper*), que debe ayudar en la nucleación de la deformación, tal y como sugiere el paralelismo en las estructuras de la cobertera y del basamento. Este aspecto se ha comprobado mediante la realización de modelos de elementos finitos en el capítulo 8 de esta tesis.

II) El posible acunamiento (o desaparición) de las facies evaporíticas más plásticas del *Keuper* en las proximidades de la Sierra de Altomira, cuyo límite presenta una dirección subparalela a la de la Sierra de Altomira (Querol, 1989). Este hecho genera un efecto de concentración de esfuerzos que también puede generar el comienzo y la nucleación de la deformación (Van Wees *et al.*, 1995).

Lo más probable es que ambos efectos estén íntimamente relacionados, y que la presencia de fallas en el basamento haya condicionado la variación lateral de facies en el *Keuper*, tal y como lo hace con los espesores de los materiales triásicos infrayacentes.

El levantamiento más tardío de la Sierra de Bascuñana se puede producir dentro de una secuencia de emplazamiento de tipo *backward*. No obstante, dado el peor conocimiento sobre la estructura del basamento en el borde SO de la Cordillera Ibérica, no se han podido realizar

modelos de elementos finitos sobre las condiciones de deformación inicial en este cinturón, que aportasen resultados fiables sobre su emplazamiento posterior.

Por lo que se refiere a su localización espacial, parece que puede estar relacionada con dos factores:

I) La presencia de fallas en el basamento, al igual que sucede en la Sierra de Altomira. Aunque este hecho parece apoyado por la gravimetría, y por la presencia de un bloque con gneises perforado por el sondeo de Torralba, la geometría de estas fallas no está tan controlada como la de las fallas de basamento más occidentales, debido a la ausencia de datos geofísicos.

II) La importante cantidad de sedimentos evaporíticos en el borde oriental de la cuenca de Loranca, que alcanzan varios centenares de metros en el núcleo de la Sierra de Bascuñana. Esta gran

potencia de yesos ha sugerido a algunos autores (Gómez *et al.*, 1996) el desarrollo de una cierta actividad halocinética en los núcleos de las estructuras. Sin embargo, tanto la geometría de las estructuras (caps 4 y 5), como los indicadores cinemáticos, indican que la Sierra de Bascuñana consiste básicamente en un gran cabalgamiento de la cobertera con su anticlinal de techo correspondiente, segmentado por una serie de zonas de transferencia sinestrosas NO-SE, y con un sentido de emplazamiento hacia el O-NO. Estos datos, unidos a la similitud de los resultados dinámicos con los obtenidos en la Sierra de Altomira, nos lleva a interpretar ambos cinturones de deformación como producidos por un campo de esfuerzos tectónico con σ_{HMAX} orientado E-O (campo de paleoesfuerzos *Altomira*) durante el Oligoceno superior- Mioceno inferior. No obstante parece probable que la abundante presencia de materiales plásticos ha debido facilitar la deformación y el despegue de la cobertera.

7.4 - EVOLUCIÓN CINEMÁTICA DE LAS ESTRUCTURAS ASOCIADAS AL CAMPO DE PALEOESFUERZOS "GUADARRAMA"

A partir del Aragoniense medio (16 Ma) se produce un importante cambio en la cinemática de las estructuras que se desarrollan en la zona de estudio. De este modo, desaparece la actividad tectónica macroestructural en la mitad meridional de la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira y ésta se concentra en la mitad septentrional de la Cordillera Ibérica y en su enlace con la Sierra de Altomira. De un modo simultáneo al cambio en la localización de las zonas activas, se produce un cambio en el tipo, orientaciones y vergencias de las estructuras, que pasan a estar activadas por el campo de esfuerzos *Guadarrama* (σ_{HMAX} orientado NO-SE, cap. 6).

Esta actividad tectónica tiene un reflejo diferente en las dos cuencas terciarias, ya que, mientras en la cuenca de Madrid y en el sector de enlace con la de Loranca se produce el depósito de unidades sintectónicas relacionadas con la actividad de la Cordillera Ibérica y/o del Sistema Central (Alonso Zarza *et al.*, 1990a), en la mitad meridional de la cuenca de Loranca se desarrolla un importante hiato a lo largo de parte del Aragoniense y del Vallesiense (Torres y Zapata, 1986a; Gómez *et al.*, 1996).

Los estudios paleogeográficos y sedimentológicos en el NE de la cuenca de Madrid, muestran cómo la deformación asociada al campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* presenta dos etapas principales que quedan reflejadas en las dos secuencias que conforman la *Unidad Intermedia* del Mioceno. Cada una de estas secuencias forma un ciclo positivo que comienza con una entrada de materiales detríticos y culmina con la expansión hacia techo de carbonatos lacustres. La primera ha sido relacionada con el emplazamiento del Sistema Central, y la segunda con una actividad relativa más importante de la Cordillera Ibérica (Alonso Zarza *et al.*, 1990a).

Estos aspectos quedan bien reflejados en el extremo N de la zona de estudio, pero hacia el S, en el sector central de la Sierra de Altomira, lo que se observa es una disposición en *on-lap* de los materiales de esta unidad sobre las estructuras compresivas previas (Rodríguez Aranda, 1995). Algo similar ocurre en el borde oriental de la cuenca de Loranca, donde los materiales carbonatados del Aragoniense fosilizan las estructuras compresivas de la Sierra de Bascuñana (Arribas *et al.*, 1990).

En el Vallesiense medio se desarrolla una discontinuidad sedimentaria muy importante que cambia el patrón de relleno de la cuenca de Madrid, pasando a ser exorreico (Calvo *et al.*, 1990).

Sin embargo, esta unidad, que fosiliza a todas las anteriores, se encuentra deformada de un modo significativo a lo largo del borde de la Cordillera Ibérica y en el sector septentrional de la zona de estudio, fundamentalmente por pliegues y fallas en dirección. El análisis cinemático de las estructuras demuestra que los pliegues y fallas NO-SE están asociados a un movimiento de tipo transtensivo, con sentido de movimiento dextroso en el borde de la Cordillera Ibérica. Además de estos movimientos transtensivos, se desarrollan pliegues de dirección ENE-OSO, transversales a la dirección de σ_{HMAX} , que también afectan a los sedimentos del Mioceno superior.

Teniendo en cuenta estos datos, y las observaciones estructurales realizadas en este trabajo, es posible distinguir tres etapas con actividad tectónica diferencial en la zona de estudio, siempre bajo una misma orientación de σ_{HMAX} (campo de paleoesfuerzos *Guadarrama*, fig. 7.4.1):

A) La primera, asociada al levantamiento del Sistema Central durante el Aragoniense medio (16 Ma) - superior (13 Ma) (De Vicente *et al.*, 1996b), sólo produciría deformación moderada asociada a fallas de basamento NO-SE en la cuenca de Madrid, que han controlado la sedimentación de la *Unidad Intermedia*. Coetáneamente es posible que hubiera deformación de tipo transpresivo en las zonas más internas de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, fuera de la zona de estudio.

B) La siguiente etapa (Aragoniense superior, 13 Ma - Vallesiense superior, 9 Ma) estaría definida por la actividad de tipo transpresivo en el borde de la Cordillera Ibérica, así como por el desarrollo de pliegues ENE-OSO en el extremo NE de la zona de estudio. Durante esta etapa es posible que continúe la actividad de las fallas NO-SE de la cuenca de Madrid.

C) La última etapa se desarrollaría durante el Turoliense (9 Ma) - Cuaternario (0 Ma), ya que las estructuras que la definen afectan los sedimentos del Mioceno superior. El campo de esfuerzos sigue siendo NE-SO, y las estructuras principales lo constituyen fallas normal-direccionales NE-SO con sentido de movimiento dextroso. Asociado a esta actividad es posible que se hayan activado algunas fallas previas de dirección NE-SO a lo largo de la Sierra de Bascuñana, Durón, Zafra de Zancara, etc. Estas fallas, subparalelas a la dirección de σ_{HMAX} del

campo *Guadarrama*, presentan un movimiento no muy importante de tipo normal, pero que afecta a todas las estructuras previas compresivas. También se han detectado flexiones de baja amplitud y amplia longitud de onda de dirección NE-SO, que llevan asociado el desarrollo de fallas normales y normal-direccionales NE-SO

A) Primera etapa evolutiva del campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* (Aragoniense medio - superior, 16-13 Ma)

Este primer episodio de actuación del campo *Guadarrama* es el que presenta una menor actividad en la zona de estudio, siendo su principal reflejo la entrada de materiales detríticos, que provienen del Sistema Central y su enlace con la Cordillera Ibérica, sobre el techo de la *Unidad Inferior* (fig. 7.4.1A). En el borde oriental de la cuenca de Madrid es posible detectar la actividad de fracturas de dirección NO-SE, que controlan la potencia de la *Unidad Intermedia* (Rodríguez Aranda *et al.*, 1995). Estas fallas presentan un movimiento dextroso con una componente normal asociada, y limitan zonas con subsidencia diferencial, aumentando el espesor de los sedimentos sintectónicos hacia el NE de la cuenca (cubeta de *La Alcarria*, Querol, 1989).

A lo largo de toda la Sierra de Altomira es posible detectar mesoestructuras de escasa magnitud compatibles con la actividad de este campo, que aprovechan para su desarrollo la presencia de discontinuidades previas. No se han encontrado criterios estructurales que permitan asignar estas estructuras a una etapa concreta de actividad del campo *Guadarrama*, pero no es posible descartar un cierto movimiento en dirección en las fallas de *Sacedón* y de *Pareja*. Esta actividad está sugerida porque al E de dichas estructuras aumenta el espesor de los sedimentos lacustres que evolucionan a una sedimentación yesífera (Torres y Zapata, 1992; ITGE, hoja nº 537, en prensa), y su orientación favorable a un movimiento de este tipo, dada la orientación del campo de esfuerzos.

B) Segunda etapa evolutiva del campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* (Aragoniense superior - Vallesiense superior, 13 - 9 Ma)

El desarrollo de esta etapa se correlaciona con el depósito de la Subunidad Superior de la *Unidad Intermedia* (Aragoniense superior -

Vallesiense), y durante el mismo se producen las estructuras compresivas más importantes activadas por el campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* en la zona de estudio.

Las estructuras activas se enmarcan en un régimen transpresivo en la Cordillera Ibérica, y consisten básicamente en pliegues y cabalgamientos ENE-OSO con vergencia general hacia el S, y fallas en dirección NO-SE dextrosas y N-S sinestrosas (fig. 7.4.1B). De los sistemas de pliegues y cabalgamientos, el más importante es el sistema *Huetos-Huertapelayo*, que tal y como indican los datos geofísicos, parece afectar al basamento. Las estructuras presentan una amortiguación hacia el S y hacia el O, y su localización se restringe a la Cordillera Ibérica y al sector septentrional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica.

Hacia el O la deformación se amortigua progresivamente, y los últimos pliegues de escala hectométrica se pueden observar a la altura del anticlinorio de *Pareja*. En el extremo septentrional de la Sierra de Altomira tan sólo aparecen pliegues y fallas inversas de escala métrica, que también presentan vergencia hacia el S.

En el sector de la Cordillera Ibérica incluido en la zona de estudio sólo se desarrollan pliegues transversales a la compresión *Guadarrama*, desde Priego hacia el N, siendo el último importante el de Poyatos. De este modo no se desarrolla una actividad tectónica compresiva relevante durante la mayor parte del Neógeno en el dominio de la Serranía de Cuenca, lo que coincide con la ausencia de sedimentación en la mitad meridional de la cuenca de Loranca (fig. 7.4.1B).

Los pliegues y cabalgamientos OSO-ENE forman figuras de interferencia en domos y cubetas con los pliegues y cabalgamientos N-S desarrollados durante el Mioceno inferior en todo el sector septentrional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica (cap. 4).

Por lo que se refiere a las fallas en dirección, el sistema mejor desarrollado es el formado por fallas dextrosas de dirección NO-SE. Estas fallas limitan zonas en transpresión y transtensión con una gran variedad de pliegues asociados, llegando a formar *dúplex* direccionales (*sistema de fallas de Armallones*). Tanto este sistema, como el formado por fallas N-S sinestrosas, forman estructuras en flor positivas y negativas, y llevan asociados pliegues encofrados con

vergencias contrarias, que se continúan hacia el NE en la zona del *Alto Tajo* (Rodríguez Pascua *et al.*, 1994).

Las fallas NO-SE de la cuenca de Madrid siguen actuando moderadamente durante este periodo, lo que se refleja en un aumento importante de las facies carbonatadas del techo de la *Unidad Intermedia* en los bloques hundidos situados al NE de dichas fallas (Rodríguez Aranda *et al.*, 1995).

C) Tercera etapa evolutiva del campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* (Turoliense - Cuaternario, 9 - 0 Ma)

Esta última etapa de actividad del campo *Guadarrama* (fig. 7.4.1C), se caracteriza por presentar una disminución en la magnitud de los esfuerzos compresivos, lo que se refleja en un cese del desarrollo las estructuras frontales (pliegues y cabalgamientos ENE-OSO). Este hecho va acompañado de una actividad de tipo transtensivo sobre la mayor parte de las fallas en dirección previas, y la formación de otras nuevas que afectan a los materiales del Mioceno superior. Además de estas fallas direccional-normales, se activan fallas normales NO-SE paralelas a la dirección de σ_{HMAX} a lo largo de las estructuras compresivas previas originadas durante la actuación de los campos *Ibérico* y *Altomira*, tal y como sucede en la Sierra de Bascuñana o en las proximidades de Zafra de Záncara.

Las estructuras asignadas a esta etapa, aunque no son muy numerosas, se distribuyen por la mayor parte de la zona de estudio, y, localmente, las deformaciones asociadas pueden ser importantes. Tal es el caso en las proximidades de Peralveche, en el borde de la Cordillera Ibérica, donde se producen importantes pliegues y fallas hectométricas sobre los materiales carbonatados del Mioceno superior (cap. 4).

Es durante este pulso donde se producen numerosas fallas normal-direccionales que afectan a los materiales carbonatados de la *caliza del Páramo* (Mioceno superior) en la cuenca de Madrid. Dada la escasa magnitud e importancia de estas estructuras, es probable que también se hallan activado este tipo de estructuras en la cuenca de Loranca, si bien las peores condiciones de afloramiento han podido impedir su detección.

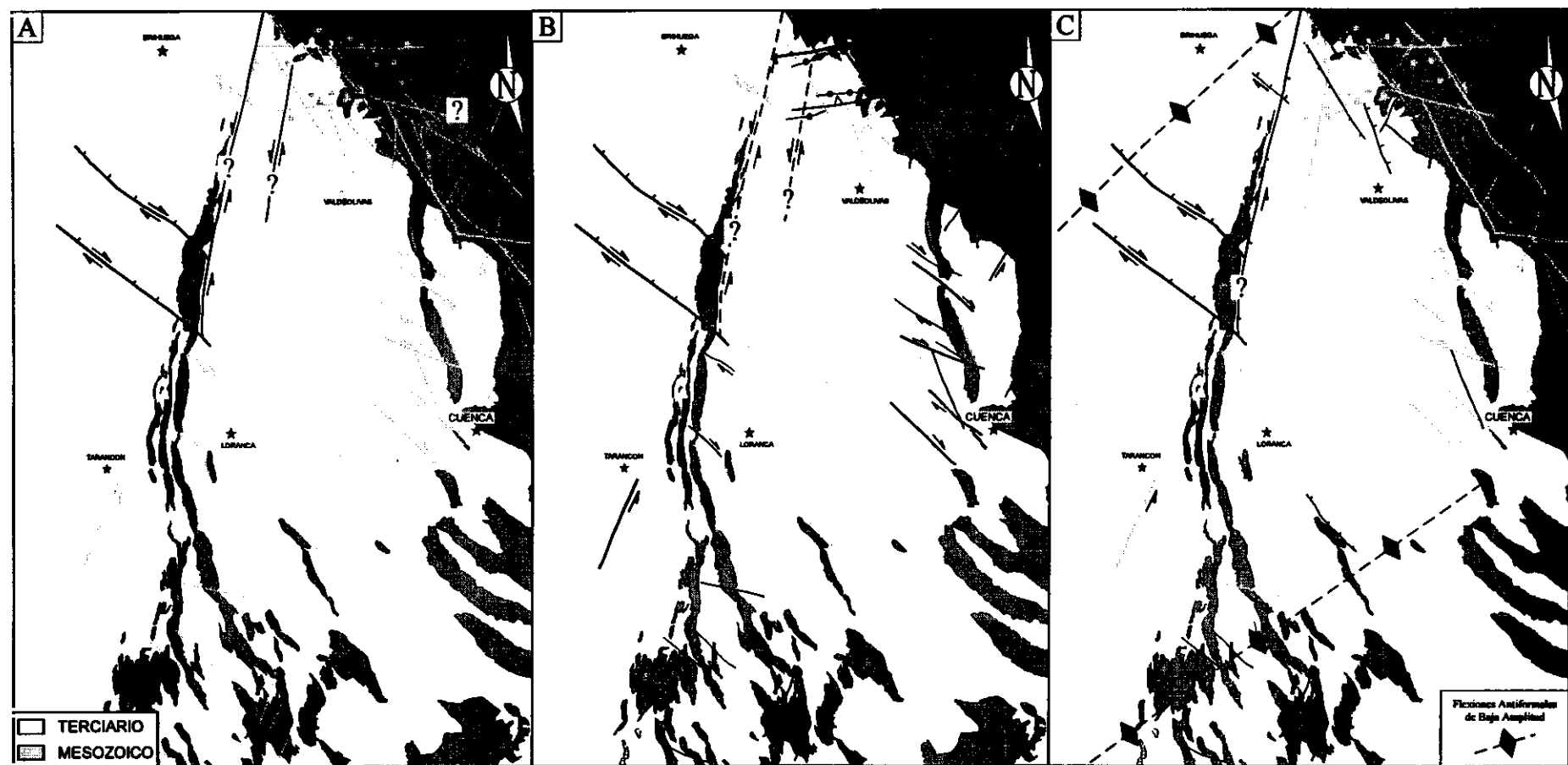


Figura 7.4.1: Evolución cinemática de las estructuras asociadas al campo de paleoesfuerzos "Guadarrama" durante el A) Mioceno medio - Mioceno superior, B) Mioceno superior - Plioceno y C) Plioceno - actualidad.

D) Discusión

Un aspecto a destacar es que, desde el Mioceno medio hasta la actualidad, la orientación del campo de esfuerzos en la zona de estudio no ha variado de un modo significativo, aunque si parecen haberlo hecho la intensidad relativa del mismo y la localización de las estructuras activas. Además, durante todo este periodo la mayor parte de la zona de estudio presenta una actividad tectónica con intensidad moderada a baja, por lo que ésta sólo queda reflejada a nivel mesoestructural, a diferencia de lo que ocurría durante la actuación de los campos anteriores.

El desarrollo de las macroestructuras más importantes, muy concentradas en el tercio septentrional de la zona de estudio, está claramente relacionado con la génesis del Sistema Central, dado que la cinemática y sentido de emplazamiento de las estructuras son perfectamente compatibles con la deformación en el borde S del mismo. En este sentido, el hecho de que la deformación aumente desde el Mioceno medio hacia el superior, y que se desarrolle en el N, sugiere que ésta debió de migrar desde el Sistema Central hacia el S a lo largo de la Cordillera Ibérica. De este modo la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica acomoda lateralmente el acortamiento producido en el Sistema Central, actuando como una gran zona transpresiva dextrosa durante el Mioceno medio y superior (De Vicente, 1988; De Vicente *et al.*, 1996a y b). Esta interpretación explica la concentración de estructuras en la Cordillera Ibérica, mientras que el resto del área estudiada se comporta como una plataforma de antepaís con deformación baja o moderada, y generalmente asociada a la presencia de estructuras previas.

El cambio que parece detectarse a partir del Mioceno superior en las magnitudes de los esfuerzos compresivos del campo *Guadarrama*, que pasan a ser de tipo transtensivo, puede estar relacionado con dos cuestiones:

I - Por una parte, hay que tener en cuenta que, debido a que se trata de deformaciones bastante recientes, el nivel de observación de las mismas es bastante superficial, lo que puede condicionar el tipo de estructuras observadas. Para contrastar esta disminución en la intensidad de los esfuerzos es necesario tener en cuenta, tanto la sismicidad presente en la zona, como la presencia de deformaciones extensivas desarrolladas durante el Mioceno superior-Cuaternario, que se solapan con la actuación del campo *Guadarrama* (De Vicente *et al.*, 1996b; Giner, 1996). Todos estos aspectos, junto a un análisis de la fisiografía, se discuten en el capítulo 9.

II - El cambio de régimen de esfuerzos se correlaciona bien con los datos cinemáticos y la reorganización de los movimientos relativos entre las placas Ibérica, Africana y Euroasiática (cap. 2). Así, el que el acercamiento relativo entre África y Eurasia se disponga desde hace 9 Ma de un modo subparalelo a la convergencia entre Iberia y África (dirección NO-SE, Albarello *et al.*, 1995), debe haber influido significativamente en los mecanismos de deformación en el interior de la placa Ibérica. No obstante, en la zona de estudio, la dirección de máxima compresión no ha variado sustancialmente desde el Mioceno medio. En el capítulo 10 se desarrollan, tanto la discusión, como la integración de todos estos datos en un modelo evolutivo final para el centro peninsular.

7.5 - SÍNTESIS DE LA EVOLUCIÓN CINEMÁTICA DE LA DEFORMACIÓN EN EL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DEL TAJO

La evolución cinemática y dinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo, desde el Oligoceno hasta la actualidad, se ha sintetizado en la figura 7.5.1. En ella se muestra el tipo y distribución de las estructuras activas, así como sus esfuerzos asociados a lo largo del tiempo. El tipo de estructuras activas se describe para las mismas unidades en las que se dividió la zona de estudio para la descripción de la estructura en superficie.

Además, en la figura también se muestra el rango de actividad temporal de los tres campos de paleoesfuerzos deducidos en el capítulo 6, así como su intensidad relativa.

Queda claro al observar esta figura que la evolución de los esfuerzos aparece claramente definida por una rotación en el sentido horario de la orientación de σ_{HMAX} . Por otra parte, también es patente el carácter intermedio, tanto en orientación,

como en cronología, que presenta el campo de paleoesfuerzos *Altomira* respecto a los otros dos campos de paleoesfuerzos regionales (*Ibérico* y *Guadarrama*).

Esta posición intermedia, junto con el carácter más local del campo *Altomira*, han llevado a sugerir la hipótesis de interpretar a este campo de

paleoesfuerzos como el producto de la superposición en el espacio y en el tiempo, de los dos campos de paleoesfuerzos relacionados con las dos grandes cadenas alpinas desarrolladas en los bordes N y S de la península Ibérica: Pirineos y Béticas. Esta hipótesis se comprueba, mediante la realización de un conjunto de modelos de elementos finitos, en el capítulo 9.

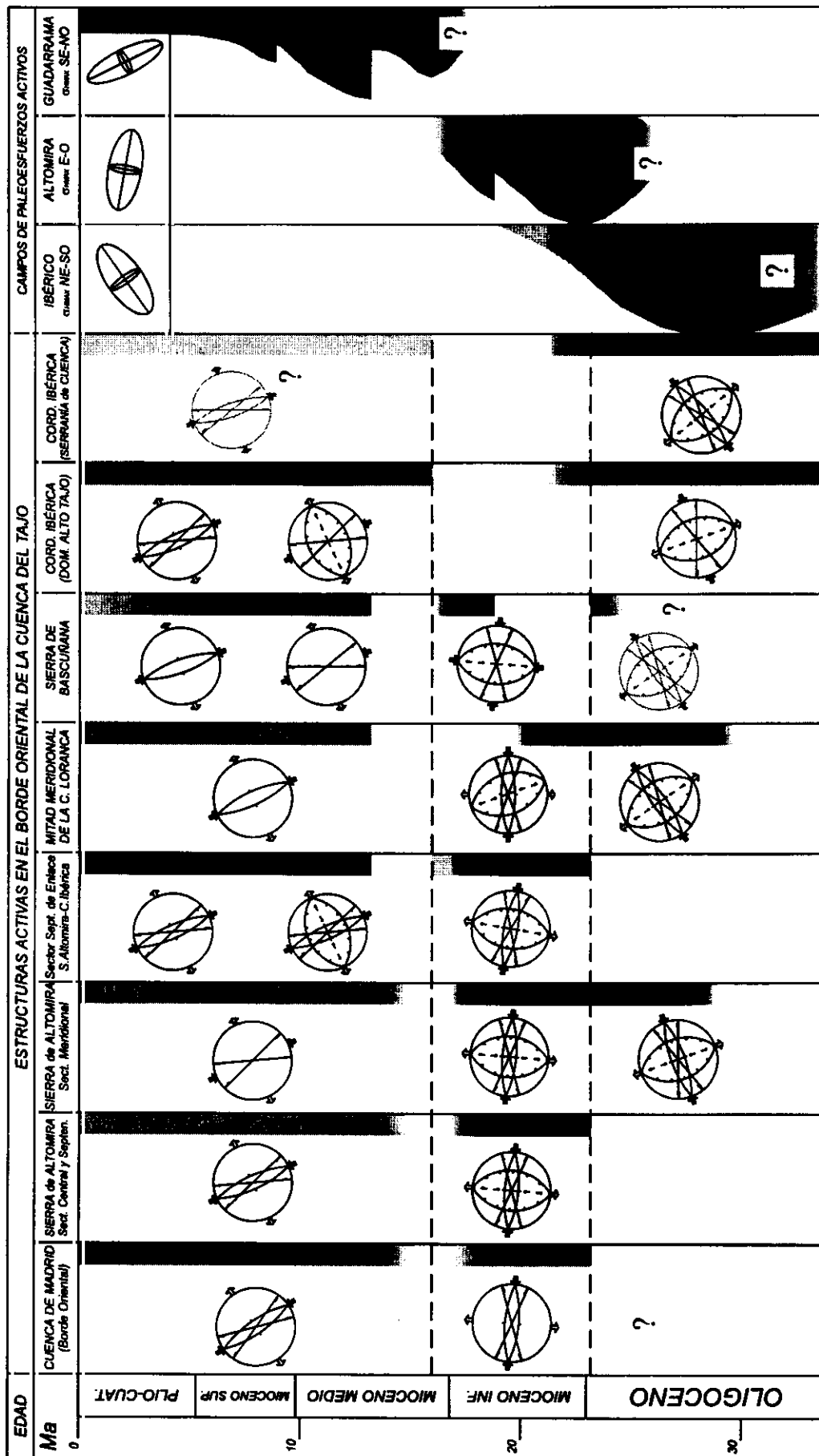


Figura 7.5.1: Esquema evolutivo de la distribución espacial y temporal de las estructuras activas en el borde oriental de la cuenca del Tajo, desde el Oligoceno hasta la actualidad, relacionadas con los tres campos de paleoesfuerzos deducidos en este trabajo. A la izquierda se muestra la orientación y forma relativa de los tensores medios calculados para cada uno de los campos de paleoesfuerzos compresivos, así como su intensidad relativa, señalada por la intensidad de gris a lo largo de su intervalo de actividad temporal (ver texto para la explicación).

8 - MODELOS DE ELEMENTOS FINITOS

8.1 - INTRODUCCIÓN

La técnica de los elementos finitos consiste en dividir un objeto de estudio, usualmente complejo, en una serie de fragmentos menores, denominados *elementos*, para poder abordar el problema desde un punto de vista numérico.

Estos *elementos* poseen una serie de límites geométricos definidos, así como con una serie de propiedades físicas muy variadas (mecánicas, eléctricas, térmicas,...). A los elementos, o grupos de elementos, se les aplican unas condiciones de contorno (de fuerza, movimiento, flujo térmico,...) en todos o en algunos de sus límites, para que el modelo se encuentre en equilibrio y sus límites tengan la mayor similitud posible con la realidad. Sólo así es posible resolver los sistemas de ecuaciones diferenciales que definen los procesos físicos que se estudian en cada elemento. Esta técnica proporciona una solución para cada elemento, lo que permite observar cómo varía la solución en cada punto del área o volumen estudiado. En realidad, cada elemento posee una serie de puntos de control ("*nodos*"), definidos en sus aristas, vértices, etc, sobre los que se resuelven los sistemas de ecuaciones. Resulta obvio decir que, para poder almacenar y resolver las matrices de ecuaciones que se obtienen (incluso para modelos sencillos estructurales en 2-D), resulta indispensable el uso de computadoras rápidas (tipo "*workstation*"), y con gran capacidad de almacenamiento.

Este tipo de metodologías se comenzó a desarrollar en Ingeniería, aunque hoy en día se aplica a numerosas ramas de la Ciencia, incluida la Geología. Dentro de la Geología, y durante la última década, se ha venido incorporando esta técnica para el estudio de sistemas complejos donde la geometría juega un papel muy importante. Así, en primer lugar los elementos finitos se aplicaron a estudios de hidrogeología (permeabilidad / flujo), y, más recientemente, se están aplicando en trabajos de geología estructural (esfuerzo / deformación).

Las bases matemáticas en las que se fundamentan los elementos finitos se encuentran desarrolladas en numerosos libros y trabajos (Hughes, 1987). En este capítulo no se va a hacer

una síntesis de estas formulaciones, ni de sus bases teóricas, sino que se va a realizar una breve descripción de cuales son los pasos que se han seguido durante los procesos de modelización, algunos aspectos prácticos, y como han influido los condicionantes geológicos en el desarrollo y resultados de los diferentes modelos.

La modelización resulta fundamental a la hora de comprobar las hipótesis que se establecen para explicar los resultados de una investigación, ya que permite simular los procesos geológicos que, tanto por su escala, localización y cinemática, no suelen ser observables más que a gran escala. Además, hoy en día y gracias a su uso técnico generalizado, existen programas de ordenador de distribución comercial que permiten realizar modelos de elementos finitos de un modo relativamente sencillo. De este modo, es posible estudiar como influyen diversos factores (geométricos, mecánicos, cinemáticos, dinámicos, etc.) en los procesos geológicos.

En este capítulo se van a abordar dos tipos diferentes de modelizaciones de elementos finitos:

1 - Por una parte, se han modelizado los tres campos de paleoesfuerzos compresivos, obtenidos a partir del estudio estructural en el borde oriental de la cuenca del Tajo. Estos modelos se han realizado en planta, en dos dimensiones (2-D), y se han considerado dos casos:

A) **Modelo I:** En primer lugar se han modelado los campos de paleoesfuerzos en planta sobre una única placa elástica homogénea (simulación de los paleoesfuerzos en la cobertera).

B) **Modelo II:** En el segundo grupo de modelos se han modelizado los campos de paleoesfuerzos sobre un mosaico de placas elásticas, pero con diferentes parámetros mecánicos unas respecto a otras. El objetivo de este segundo grupo de modelos es simular la influencia de los diferentes bloques, deducidos en el basamento, en las trayectorias de esfuerzos, si se consideran las mismas condiciones de contorno que para la cobertera.

2 - En segundo lugar, se han realizado modelos bidimensionales de una sección vertical sobre las deformaciones iniciales de la cobertera, por encima de la *falla de Sacedón*. El objetivo de estos modelos ha sido comprobar la hipótesis de que la presencia de una falla en el basamento, y el consiguiente cambio en el espesor del nivel de despegue, es causa suficiente para nuclear la deformación compresiva posterior que se observa en la cobertera mesozoica. También en este caso se han realizado dos grupos de modelos con idéntica geometría previa a la deformación (obtenida a partir de los cortes compensados, de los mapas de isobatas deducidos de las líneas sísmicas, y de los modelos gravimétricos (cap. 5):

A) En el primer conjunto de modelos, todos los niveles del perfil analizado (basamento, nivel de despegue y cobertera mesozoica) poseen un comportamiento elástico (definido por su E y ν), pero con diferentes valores de resistencia.

B) Por el contrario, en el segundo grupo de modelos se ha supuesto un comportamiento elástico-plástico del nivel de despegue, para comprobar si el tipo de reología del nivel de despegue influye en la localización de las deformaciones iniciales.

8.2 - ASPECTOS PRÁCTICOS EN LA CONSTRUCCIÓN DE MODELOS ESTRUCTURALES CON ELEMENTOS FINITOS

Para construir un modelo de elementos finitos, el primer paso que hay que realizar es definir y acotar el problema a estudiar del modo más preciso posible, seleccionando todos los datos disponibles para conseguirlo. En el caso de que sean necesarios datos o parámetros adicionales (por ejemplo mecánicos), puede ser conveniente recurrir a la bibliografía. Una vez conseguidos todos los datos necesarios, es indispensable seguir una serie de pasos estructurados para que la realización del modelo llegue a buen fin.

Estos pasos se van a comentar a continuación, y se pueden visualizar en forma de diagrama de flujo en la figura 8.2.1. Estos pasos varían ligeramente en función del programa que se utilice en la modelización, aunque son equivalentes desde un punto de vista general. En nuestro caso hemos utilizado para la realización de los modelos el programa ANSYS 5.0 (ANSYS es una marca registrada de *Swanson Analysis Systems, Inc.*), en su versión para una estación de trabajo *Sun Sparc*, bajo sistema *Unix*, con 64 Mbytes de RAM. La construcción de los modelos sigue tres apartados consecutivos que se describen a continuación: 1) procesado previo, 2) solución y 3) procesado posterior.

8.2.1 - PROCESADO PREVIO

En este apartado se definen el sistema de coordenadas, los tipos de elementos y materiales, así como la geometría de cada parte del modelo.

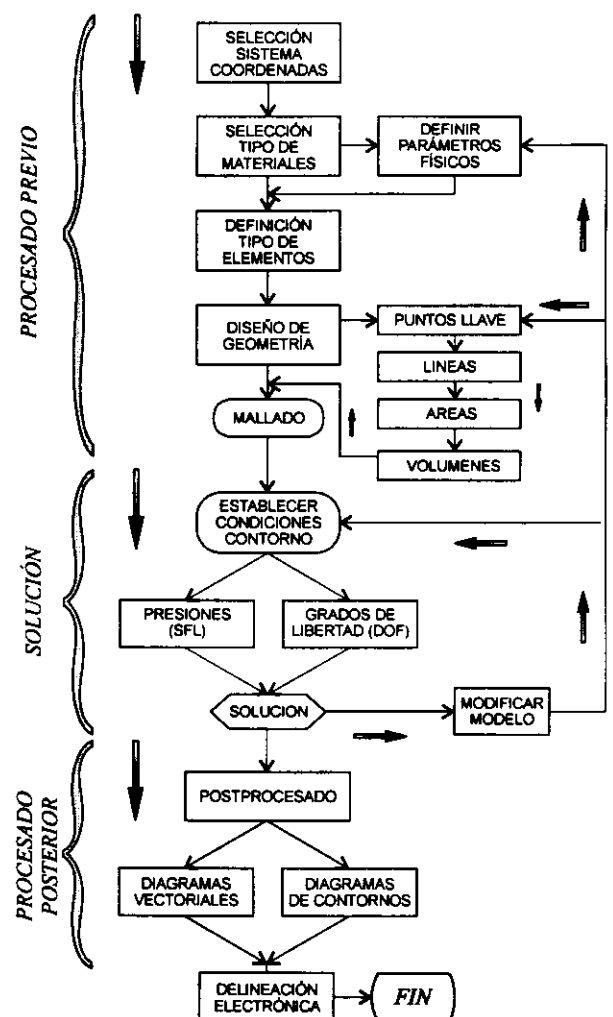


Figura 8.2.1: Diagrama de flujo del proceso analítico seguido durante la construcción de los modelos estructurales con elementos finitos realizados en este trabajo (ver texto para la explicación).

A) Elección del *sistema de coordenadas* en el que se va a trabajar. El programa ANSYS admite sistemas de coordenadas planos, esféricos, toroidales, o bien definidos por el propio usuario. En nuestro caso, y para los dos tipos de modelizaciones realizadas, se ha utilizado un sistema de coordenadas plano (XY) coincidentes con los ejes O-E y S-N, si bien ha sido necesario definir sistemas de coordenadas locales para establecer las condiciones de contorno asociadas a límites oblicuos a los dos ejes principales considerados.

B) Definir cuantos *tipos de materiales diferentes* se van a considerar, y cuales van a ser las características de los mismos, que pueden ser muy variadas en función del problema a estudiar. En nuestro caso, los parámetros que se han utilizado para los cuerpos elásticos, han sido el *Módulo de Young* (E) y el *coeficiente de Poisson* (ν), mientras que para los materiales elástico-plásticos se han utilizado, además de los dos anteriores, el *endurecimiento* ("hardening") y el *esfuerzo elástico crítico* ("yield stress"). Para todos los cálculos se ha trabajado con unidades del Sistema Internacional (S.I.).

C) Elección del *tipo de elemento*. Existe una amplia biblioteca de tipos diferentes de elementos que se pueden seleccionar, en función del problema a abordar. En nuestro caso se ha elegido un único tipo de elemento, que es el PLANE82 (fig. 8.2.2). El elemento está definido por 8 *nodos*, y posee dos grados de libertad en cada

nodo, es decir, que dichos nodos pueden sufrir translaciones en las direcciones x e y. Este elemento es adecuado para el estudio en dos dimensiones de problemas elásticos, plásticos, "creep", hinchamiento ("swelling"), etc... Además, existe una opción para generar un elemento triangular equivalente, definiendo el mismo número de nodo para los nodos K,L,O (fig. 8.2.3). Las restricciones que se asumen al utilizar este tipo de elemento son que el área del elemento tiene que ser positiva, y que éste debe estar situado en un plano global XY. Los datos de entrada y salida válidos para este tipo de elemento aparecen en la Tabla 8.1. La posición de los nodos situados en la mitad de la cara del elemento se puede calcular de un modo automático, o bien manualmente. Las presiones en este tipo de elemento se pueden aplicar como cargas de superficie en las caras de los elementos (fig. 8.2.2).

D) Definir la *geometría del modelo*: Para establecer los diferentes modelos que van a componer el cuerpo a modelizar, es posible seguir diferentes vías, como por ejemplo, usar las bibliotecas de cuerpos predefinidos, y hacer operaciones "booleanas" entre ellos (restar o sumar superficies predeterminadas, por ejemplo). Aunque estas bibliotecas son útiles a la hora de practicar con el programa, en la mayor parte de los casos es necesario definir una geometría propia para el modelo, siempre desde las partes más sencillas hasta las más complejas (fig. 8.2.3). De este modo, se definen, en primer lugar, una serie de puntos clave ("keypoints") que son los vértices principales del modelo. Posteriormente, se unen esos puntos

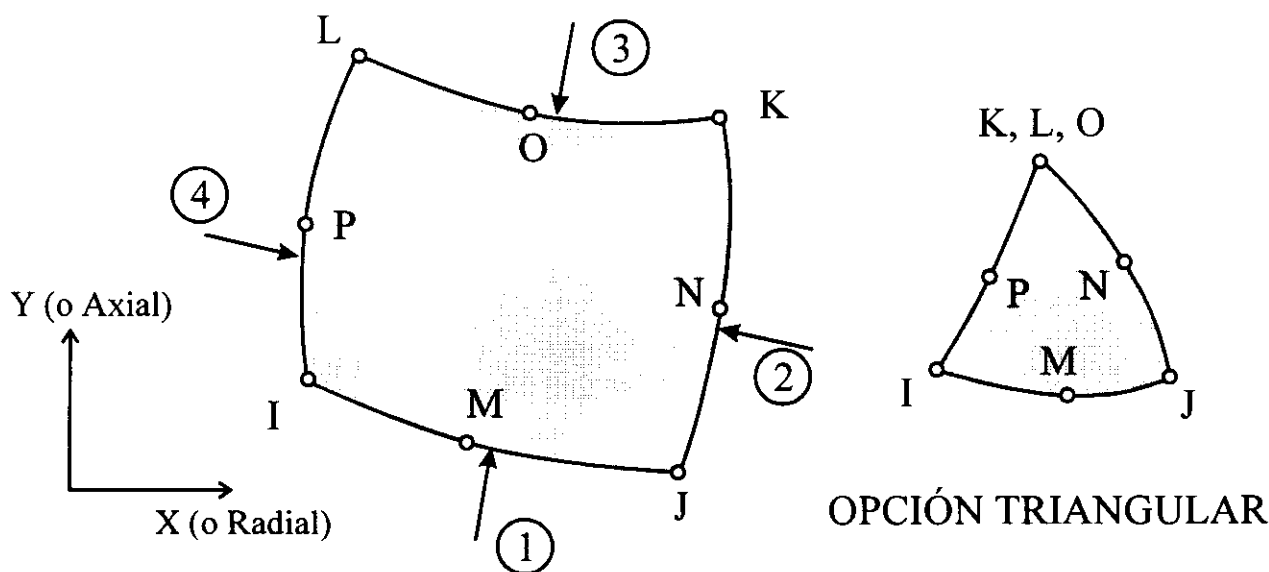


Figura 8.2.2: Elemento PLANE82 utilizado en la realización de los modelos de elementos finitos en este trabajo. Las presiones se pueden aplicar directamente en las caras del elemento. En zonas irregulares es posible utilizar una opción triangular durante el mallado.

clave con líneas, que a su vez se unen entre sí para formar superficies. Si el modelo es en tres dimensiones (3-D), los volúmenes se definen con superficies. A cada cuerpo (en nuestro caso superficies), se le asigna un tipo, o varios tipos de material, con las características definidas en el paso de construcción B.

E) *Mallado ("Meshing")*. Una vez definida la geometría del modelo, y asignado el tipo de material y sus características, es necesario dividir cada cuerpo en los elementos que lo van a componer. El proceso de mallado se puede hacer de un modo manual o automático, en cuyo caso se define el tamaño medio de cada elemento, o una variación en el tamaño de los mismos (por ejemplo desde un vértice a otro). Conviene señalar que, para las zonas críticas de los modelos, donde se requiere un grado de resolución elevado, suele resultar aconsejable utilizar elementos de menor tamaño que las zonas con menor interés.

8.2.2 - SOLUCIÓN

En esta parte del proceso de modelización se definen las condiciones de contorno del modelo, y se resuelven las ecuaciones que gobiernan el problema. Las condiciones de contorno ("*boundary conditions*") resultan indispensables para que el modelo funcione satisfactoriamente. Además, el que resultado del modelo sea aceptable, dependerá de que éstas sean capaces de reproducir, de un modo más o menos fiel, las condiciones reales de los límites del problema.

Hay dos tipos básicos de aproximaciones para definir las condiciones de contorno en un modelo de elementos finitos que estudie cuestiones estructurales:

A) Creación de una malla que represente un cuerpo imaginario alrededor de la zona estudiada hasta alcanzar una posición lo suficientemente lejana para que el modelo esté en equilibrio, pero sin que se produzcan influencias de los límites externos de la malla externa sobre el cuerpo modelizado (Bada *et al.*, 1996). Esta opción tiene la ventaja de que es fácil crear la malla regular externa para que el modelo se encuentre en equilibrio, obviando todos los problemas cuando la geometría es compleja, o cuando no se conocen bien algunos de esos límites. Por el contrario, tiene la desventaja de que crea estados de esfuerzos irreales en la malla externa. Por ejemplo, si se modelizan campos de

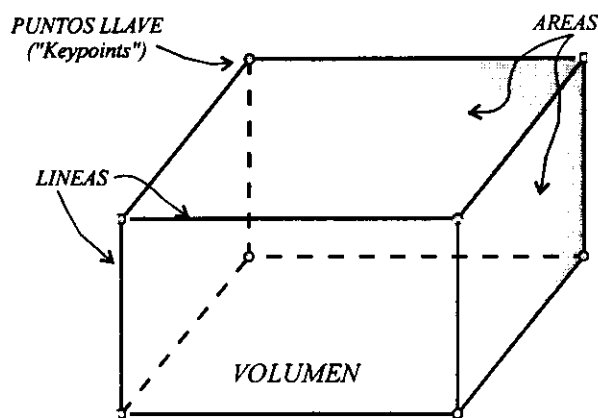


Figura 8.2.3: Construcción de la geometría de un modelo de elementos finitos desde los puntos clave ("keypoints"), hasta cuerpos en tres dimensiones.

esfuerzos o deformaciones compresivas, aparecerán esfuerzos extensivos importantes por detrás de los bordes activos, que no se producen en la realidad.

B) Definir la geometría del cuerpo a estudiar conociendo cual es el conjunto de condiciones de contorno en cada uno de esos límites, o bien suponiéndolo, pero siempre logrando una estabilidad del modelo para que se puedan resolver las ecuaciones (Gölke, 1996). Esto se hace sin necesidad de inventar cuerpos frontera hasta donde se definen las condiciones de contorno. Aunque este tipo de aproximación refleja mejor la realidad, a veces puede ser dificultoso definir el modelo para que éste sea estable, y se puedan resolver los sistemas de ecuaciones que lo gobiernan.

En las modelizaciones realizadas en este capítulo, se ha seguido esta segunda opción, aunque en los modelos de campos de paleoesfuerzos ha sido necesario orlar el área de estudio con una malla, hasta alcanzar las posiciones reales de los límites geológicos que se han elegido como contornos.

Tipos de Condiciones de Contorno

Además del modo de aproximación para definir las, resulta conveniente describir cuales son las *condiciones de contorno* más importantes en los modelos estructurales:

A) *Grados de libertad de movimiento ("Degrees of Freedom", DOF)*. Pueden estar referidos a nodos, líneas, superficies o volúmenes,

e indican como se puede mover ese límite (cuanto y en qué dirección y sentido), o si no se mueve. Por ejemplo, para fijar una línea en un modelo bidimensional (espacio XY), basta con fijar sus desplazamientos de ejes UX e $UY = 0$. Para definir un movimiento en una sola dirección (sobre el eje X) a lo largo de esa línea (efecto "patín"), basta con imponer en esa línea la condición de $UY = 0$, es decir, se limita el movimiento al eje UX .

B) *Presiones ("Surface Force Loads", SFL)*. Es el modo más sencillo de aplicar esfuerzos sobre cuerpos, ya que basta con definir la magnitud, el sentido y la superficie (o línea en el caso bidimensional) sobre la que se aplica la fuerza. La magnitud de las presiones puede ser constante, o bien se pueden crear gradientes (lineales o no) desde un extremo a otro del cuerpo. Las presiones, además, se pueden aplicar de una sola vez, o bien en el caso en el que se tenga en cuenta el tiempo, se puede establecer una función de aplicación carga/tiempo (lineal, creciente o decreciente, escalonada, etc...).

C) *Desplazamientos (U)*. El otro modo, de uso muy generalizado, de inducir un estado tensional adicional a un modelo estructural, consiste en la aplicación de desplazamientos dentro del modelo. Estos desplazamientos pueden aplicarse en el interior, o bien en algunos de los límites del modelo, constituyendo entonces una de las

condiciones de contorno. Este tipo de condiciones de contorno se ha aplicado en los modelos de deformación en sección vertical de la Sierra de Altomira que se describen más adelante.

D) *Fuerzas (F)*. Aunque son de uso muy generalizado en ingeniería, la aplicación de fuerzas en los modelos estructurales geológicos es menos común, debido a que su aplicación es puntual, y hay que definir su orientación, sentido y magnitud. Por este motivo en los problemas geológicos estructurales se suelen utilizar más las presiones (SFL).

8.2.3 - PROCESADO POSTERIOR

Esta parte de la modelización es la que sirve para visualizar los resultados de un modo gráfico, lo que permite su rápida comprensión. Las salidas gráficas del programa ANSYS son muy variadas, e incluyen gráficos vectoriales o de contornos de magnitudes de todas las componentes de esfuerzo (σ_1 , σ_2 , σ_3 , τ_{xy} , etc.), deformación (elástica, plástica), desplazamiento (U), etc. Además, el programa permite variar las escalas del cuerpo antes y después de la resolución del modelo, o bien superponer estas imágenes unas sobre otras, animarlas, y generar salidas "postscript" para su delineación electrónica posterior.

8.3 - MODELIZACIÓN DE CAMPOS DE ESFUERZOS CON ELEMENTOS FINITOS

La comparación entre las observaciones de esfuerzos recientes, y los resultados que se obtienen de la modelización de esfuerzos con elementos finitos, es una poderosa vía para el entendimiento de los procesos geodinámicos, y ha sido utilizada por numerosos autores.

Los resultados anteriores de modelizaciones de esfuerzos, tanto sobre bases teóricas, como sobre casos aplicados (Richardson *et al.*, 1979; Cloetingh y Wortel, 1985; Grünthal y Stromeyer, 1992; Grindlay y Fox, 1993; Reches y Endelmann, 1995), demuestran que los procesos tectónicos pueden ser simulados por medio de modelos de elementos finitos. Esta técnica se ha aplicado con notable éxito en modelizaciones de esfuerzos recientes (Bada *et al.*, 1996; Gölke, 1996), en modelizaciones de

deformaciones sobre diferentes tipos de estructuras (Gölke *et al.*, 1994; Sassi *et al.*, 1993), y en modelos de desplazamiento sobre planos de falla para comprobar la validez de la ecuación de Bott como método de inversión en condiciones críticas (Dupin *et al.*, 1993).

Las modelizaciones de esfuerzos recientes y paleoesfuerzos se han realizado a todas las escalas, desde procesos locales (la deformación en una estructura concreta), regionales, e incluso globales (Janssen, 1996). En España los únicos trabajos realizados en geología estructural con elementos finitos se limitan al estudio de las perturbaciones de los esfuerzos debido a la presencia de estructuras previas (Simón *et al.*, 1988).

8.3.1 - CONSTRUCCIÓN DE LOS MODELOS

El área modelizada se corresponde con el borde oriental de la cuenca del Tajo (fig. 8.3.1), y ocupa la zona donde se han establecido los campos de paleoesfuerzos en el apartado de análisis mesoestructural. Los modelos se han realizado en dos dimensiones (2-D), suponiendo una o varias placas elásticas homogéneas, que simulan la cobertera mesozoica y los bloques de basamento. Las fuentes de esfuerzo se han generado aplicando presiones sobre líneas ("surface force loads", SFL) en algunos límites de los modelos, constituyendo el resto de las condiciones de contorno los grados de libertad en el desplazamiento (DOF).

El principal objetivo de la modelización es confirmar la hipótesis desarrollada por Muñoz Martín *et al.* (1994). Estos autores han sugerido que el campo de paleoesfuerzos *Altomira* es un campo de esfuerzos local, producido por la superposición

espacial y temporal de los dos campos de paleoesfuerzos mayores registrados en el centro peninsular (campos de esfuerzos *Ibérico - Pirenaico*; Simón, 1984 y 1986; Guimerá, 1988; Casas, 1990; Liesa, 1993; y *Bético-Guadarrama*, De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1990; Galindo *et al.*, 1993).

Un segundo objetivo ha sido comprobar la posible presencia de variaciones en las trayectorias de esfuerzos de estos campos entre la cobertera mesozoico-paleógena (donde se han obtenido los datos), y el basamento de la parte oriental de la cuenca del Tajo. Este basamento, tal y como revelan los datos geofísicos (Querol, 1989; Perucha *et al.*, 1995; cap. 5) está compuesto por bloques con diferentes litologías y densidad de fracturación. Para realizar los modelos de paleoesfuerzos en el basamento, se han supuesto tres bloques diferentes dentro de la Malla 1 (fig. 8.3.2): bloque de la cuenca de Madrid (BCM), bloque de Valdeolivas (BV) y bloque de Cuenca (BC).

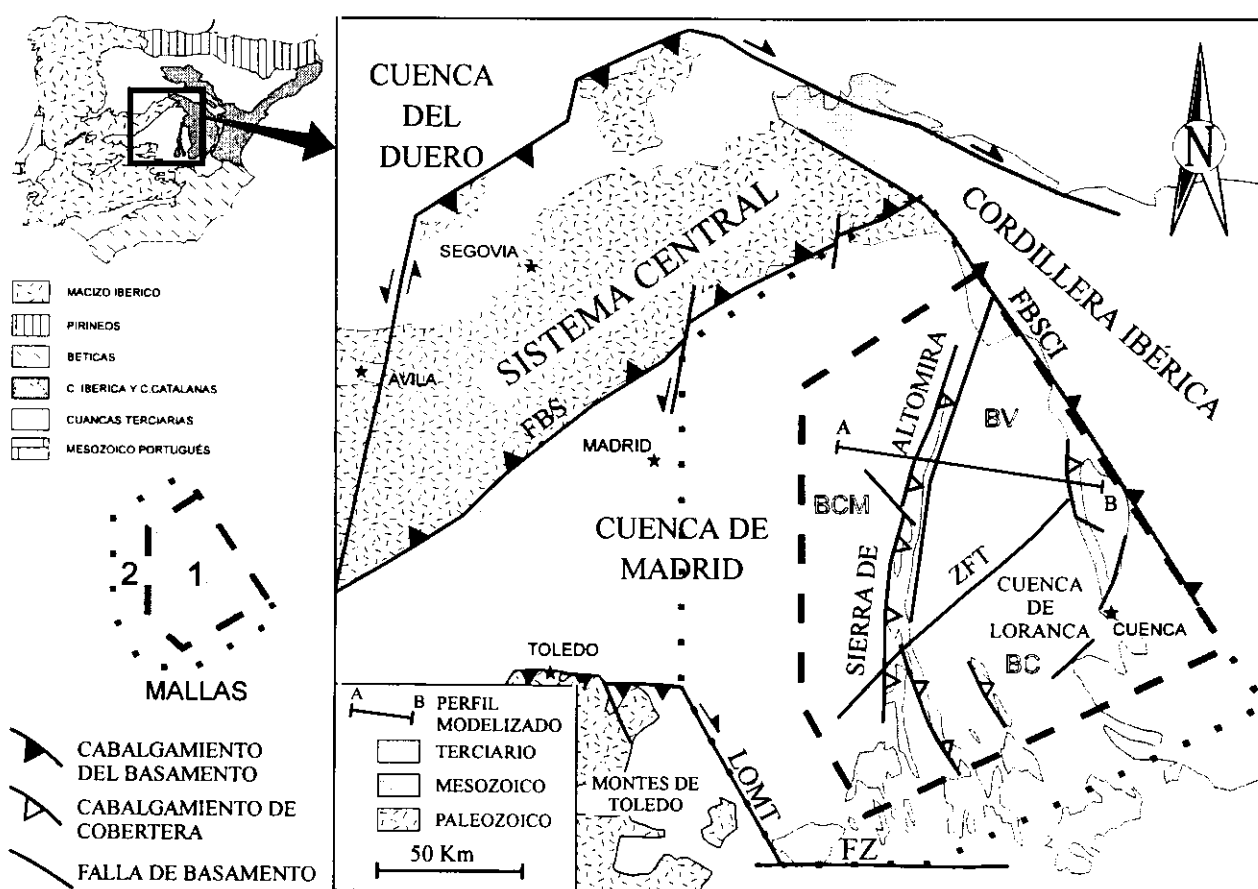


Figura 8.3.1: Localización del área modelizada con elementos finitos en el borde oriental de la cuenca del Tajo (área 1). El área 2 se corresponde con la malla externa construida hasta alcanzar los límites geológicos más importantes del centro peninsular. FBS, falla del borde S del Sistema Central; FBSO, falla del borde SO de la Cordillera Ibérica; LOMT, límite oriental Montes de Toledo; ZFT, zona de falla de Tarancón; FZ, falla del Zancara; A-B perfil modelizado sobre la falla de Sacedón.

✧ El bloque de la cuenca de Madrid (BCM) es un basamento homogéneo y resistente compuesto, fundamentalmente, por rocas graníticas y gnéisicas (Querol, 1989). Este bloque presenta pocas fracturas de escaso salto vertical.

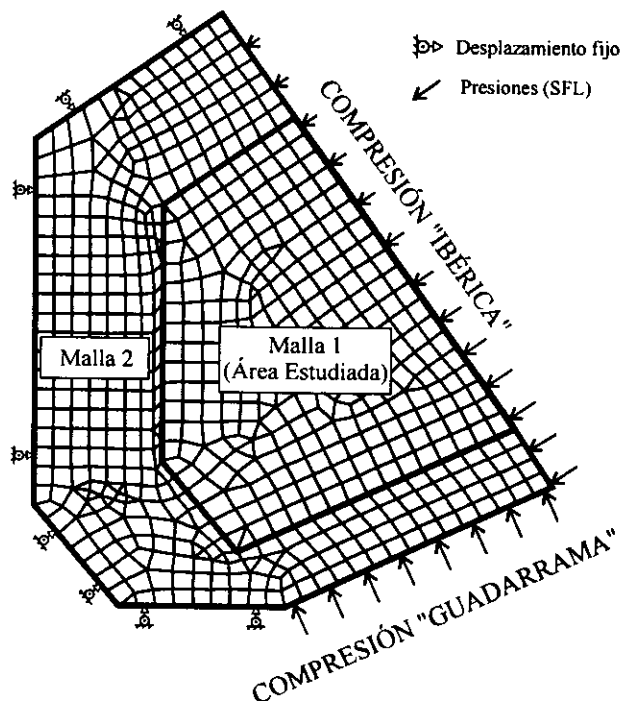
✧ El bloque de Valdeolivas (BV) presenta una mayor densidad de fracturación y está compuesto por metasedimentos paleozoicos (Perucha *et al.*, 1995; capítulo 5). Debido a que estos materiales son más heterogéneos y presentan más discontinuidades (planos de estratificación, esquistosidad, fracturas,...), se le ha supuesto una resistencia menor que la del bloque de la cuenca de Madrid.

✧ Por último, el bloque de Cuenca (BC) presenta una mayor complejidad litológica y estructural, con una elevada densidad de fracturación y fallas con importante salto vertical. Por lo tanto, este bloque debe presentar un comportamiento menos resistente que los anteriores.

A cada uno de estos bloques se les ha asignado unos valores constantes del *módulo de Young* (E) y del *coeficiente de Poisson* (ν) (Tabla 8.1). Esto, evidentemente, es una simplificación, pero lo que se ha buscado con esta modelización, es comprobar si la presencia de bloques con límites geométricos definidos en el basamento, es capaz de explicar, por sí sola, diferencias entre los campos de paleoesfuerzos del basamento respecto a la cobertera. Este tipo de desacoplamientos entre los esfuerzos del basamento y de la cobertera, debido a la presencia de un nivel de despegue, ha sido descrito en otros cinturones de cabalgamientos de piel fina como el Jura (Becker, 1989).

Para ajustar los resultados de los modelos a los datos de paleoesfuerzos obtenidos del análisis mesoestructural, se han realizado diferentes conjuntos de modelos variando la geometría y condiciones de contorno. Los dos conjuntos de modelos finales (fig. 8.3.2) presentan unos límites de contorno que se corresponden con las principales estructuras geológicas del centro peninsular: fallas del borde SO de la Cordillera Ibérica, del borde Sur

A) Modelo 1: Placa elástica homogénea (Cobertera)



B) Modelo 2: Placa elástica heterogénea (Bloques de Basamento)

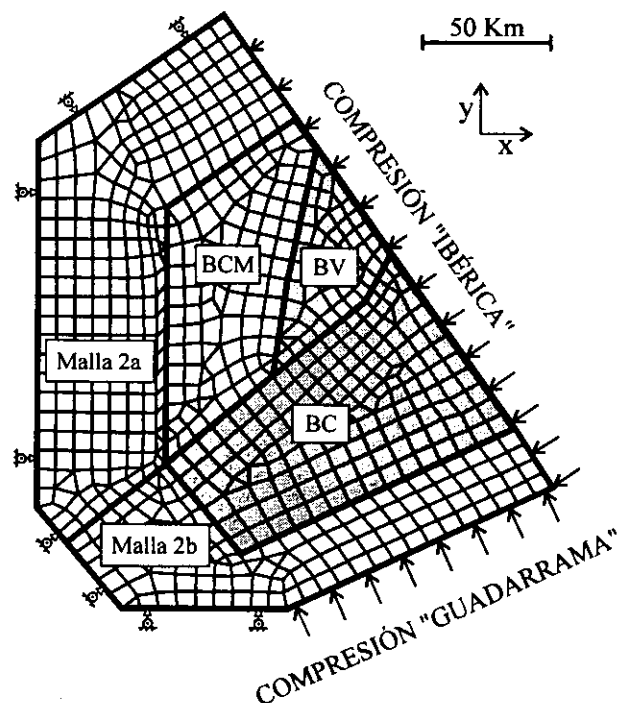


Figura 8.3.2: Geometría y mallas de elementos finitos para los dos conjuntos de modelos de campos de paleoesfuerzos realizados: A) Modelo 1: Placa elástica homogénea y B) Modelo 2: placa elástica Heterogénea (BCM, bloque de la cuenca de Madrid; BV, bloque de Valdeolivas; BC, bloque de Cuenca). Las flecha indican las presiones aplicadas sobre las superficies para generar los dos campos de esfuerzo mayores ("Ibérico" y "Guadarrama"). Los parámetros mecánicos utilizados en el proceso de modelización se muestran en la Tabla 8.1.

Tabla 8.1: Propiedades mecánicas de los elementos asignados a cada malla en los modelos de elementos finitos de campos de paleoesfuerzos (ν , coeficiente de Poisson y E , Módulo de Young.)

GRUPO DE MODELOS I	Placa Elástica Homogénea		
	ÁREA	ν	E (Pa)
	Malla 1	0.25	$8 \cdot 10^9$
GRUPO DE MODELOS II	Malla 2	0.25	$8 \cdot 10^9$
	Bloques de Basamento		
	ÁREA	ν	E (Pa)
	Cuenca de Madrid	0.25	$8 \cdot 10^9$
	Valdeolivas	0.25	$5 \cdot 10^9$
	Malla 2a	0.25	$4 \cdot 10^9$
	Malla 2b	0.25	$4 \cdot 10^9$

del Sistema Central, del Záncara, y el límite oriental de los Montes de Toledo. Todos estos límites, excepto la falla del borde SO de la Cordillera Ibérica, se corresponden con los límites de la Malla 2 (figs. 8.3.1 y 8.3.2). Durante el proceso de modelización, los parámetros mecánicos se han mantenido constantes (Tabla 8.1), y las condiciones de contorno aplicadas se muestran en la figura 8.3.2.

Las fuentes de esfuerzo se han modelizado como presiones (SFL) aplicadas sobre la falla del borde SO de la Cordillera Ibérica (compresión *Ibérico/Pirenaica*), y desde el límite SE de la Malla 2 (compresión *Bética/Guadarrama*).

En el primer conjunto de modelos se aplicaron presiones con magnitud constante y variable, y se probaron diferentes posiciones de aplicación de la compresión *Guadarrama* hasta obtener unos resultados acordes con los campos de paleoesfuerzos *Ibérico* y *Guadarrama* deducidos del análisis mesoestructural (cap. 6).

Una vez obtenidos los dos campos de paleoesfuerzos mayores, se aplicaron las dos compresiones asignadas a cada uno de ellos, manteniendo las mismas condiciones de contorno.

Dado que este primer modelo no se ajustaba a los datos mesoestructurales, se fueron variando las magnitudes de las presiones hasta

obtener un modelo de trayectorias de σ_{HMAX} similar al campo de paleoesfuerzos *Altomira*.

Posteriormente, se construyó un segundo conjunto de modelos para comprobar posibles reorientaciones de los esfuerzos en el basamento respecto a la cobertera. Para ello, se fijaron las mismas condiciones de contorno y se aplicaron las mismas compresiones que en los modelos finales de la placa elástica (Modelo 1), asumiendo así que las posibles variaciones en los resultados estarían originadas exclusivamente por la heterogeneidad reológica de los bloques del basamento.

8.3.2 - RESULTADOS DE LOS MODELOS DE MAPAS DE PALEOESFUERZOS

Dado que no se conocían las magnitudes absolutas de los esfuerzos asignados a los diferentes campos en el capítulo 6 (sólo la forma relativa del elipsoide de esfuerzos), los resultados que se van a mostrar, debido a la necesidad de síntesis, son las trayectorias de máximo esfuerzo horizontal (σ_{HMAX}). No obstante, se han obtenido numerosos mapas (magnitudes de las componentes principales y de cizalla del tensor de esfuerzos, deformación y desplazamiento, etc...) para ajustar, del modo más preciso posible, los modelos a los datos de paleoesfuerzos.

Los mapas de trayectorias de σ_{HMAX} calculados tras el proceso de modelización (fig. 8.3.3) son muy similares a los mapas obtenidos del análisis mesoestructural (cap. 6). Los modelos de esfuerzos muestran trayectorias de σ_{HMAX} bastante regulares, aunque se pueden observar algunas perturbaciones y rotaciones menores, influenciadas por las condiciones de contorno. La geometría de los límites, así como la variación de la magnitud de las compresiones aplicadas y la posición de aplicación, han sido determinantes para ajustar los modelos a los datos. Por el contrario, los valores de los parámetros mecánicos, así como los valores absolutos de las presiones aplicadas, han influido en las magnitudes de las componentes de esfuerzos obtenidos durante la modelización, pero no en su orientación.

A continuación se describen brevemente algunos de los resultados obtenidos durante la realización de los dos grupos de modelos:

A) Resultados del Modelo 1 (Placa elástica Homogénea)

Durante la realización de este conjunto de modelos no se han obtenido resultados diferentes en la orientación de las trayectorias de σ_{HMAX} con diferentes valores de *módulo de Young* (E).

✧ *Modelo de esfuerzos del campo "Ibérico"* (fig. 8.3.3A): Este modelo se ha simulado con una compresión aplicada directamente sobre la falla del borde SO de la Cordillera Ibérica. Para ajustar el modelo a los datos ha sido necesario reducir la magnitud de la compresión hacia el norte del límite oriental. De otro modo, aparecen importantes esfuerzos extensivos perpendiculares a la *falla del borde Sur del Sistema Central*, que no se han encontrado en el registro geológico. Esta disminución de la compresión está justificada por la desaparición hacia el norte de las estructuras NO-SE, así como por la ausencia de tensores de paleoesfuerzos compatibles con este campo en la cuenca del Tajo, hacia el norte de la *zona de falla de Tarancón*. Las trayectorias de σ_{HMAX} del modelo presentan una suave rotación en el sentido horario en el límite NO del área de estudio, que también se puede observar en los mapas de paleoesfuerzos. Esta rotación debe estar originada por la presencia de fallas de dirección N-S en el centro de la cuenca de Madrid (De Vicente *et al.*, 1996b).

✧ *Modelo de esfuerzos del campo "Guadarrama"* (fig. 8.3.3C): Para ajustar este modelo a los datos de paleoesfuerzos ha sido necesario desplazar la aplicación de la compresión 50 km hacia el SE de la zona de estudio. De este modo se han podido obtener unas trayectorias de esfuerzo homogéneas, tal y como se observa en el mapa de trayectorias de σ_{HMAX} obtenido del análisis mesoestructural, evitándose también la aparición de estados de esfuerzos extensivos asociados al límite oriental de los Montes de Toledo. Esta fuente de esfuerzos, situada al SE del área de estudio, es totalmente compatible con el origen bético de los esfuerzos, mientras que la presencia de macroestructuras y fallas inversas de dirección NE-SO en el extremo norte del área de estudio está relacionada con la génesis del Sistema Central. La presencia de una rotación antihoraria de las trayectorias de σ_{HMAX} del modelo, respecto a los datos mesoestructurales en el SO del área estudiada, debe estar compensada por una compresión N-S deducida al oeste de este límite (Martín y De Vicente, 1996). Esta compresión no se ha tenido en cuenta por la ausencia de datos de paleoesfuerzos entre ambas zonas de estudio.

✧ *Modelo de esfuerzos del campo "Altomira"* (fig. 8.3.3B): Para obtener un modelo con trayectorias de σ_{HMAX} semejantes a los mapas de paleoesfuerzos, se intentó, en una primer aproximación, superponer los dos campos de paleoesfuerzos mayores manteniendo las magnitudes de las presiones relativas intactas.

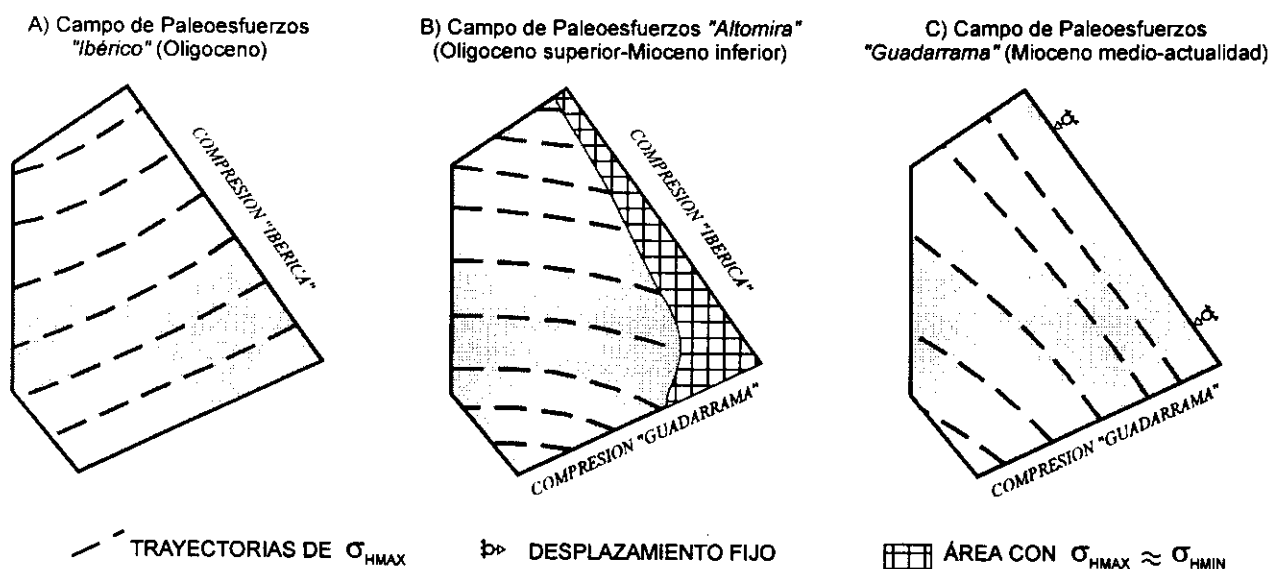


Figura 8.3.3: Trayectorias de σ_{HMAX} y condiciones de contorno para el conjunto de modelos 1 (placa elástica homogénea): A) Campo de paleoesfuerzos "Ibérico", B) "Altomira" y C) "Guadarrama". El modelo B se ha construido superponiendo los otros dos y disminuyendo la magnitud de la compresión "Ibérica" (ver texto para la explicación, y comparar con los mapas de trayectorias de σ_{HMAX} obtenidos del análisis mesoestructural en el capítulo 6).

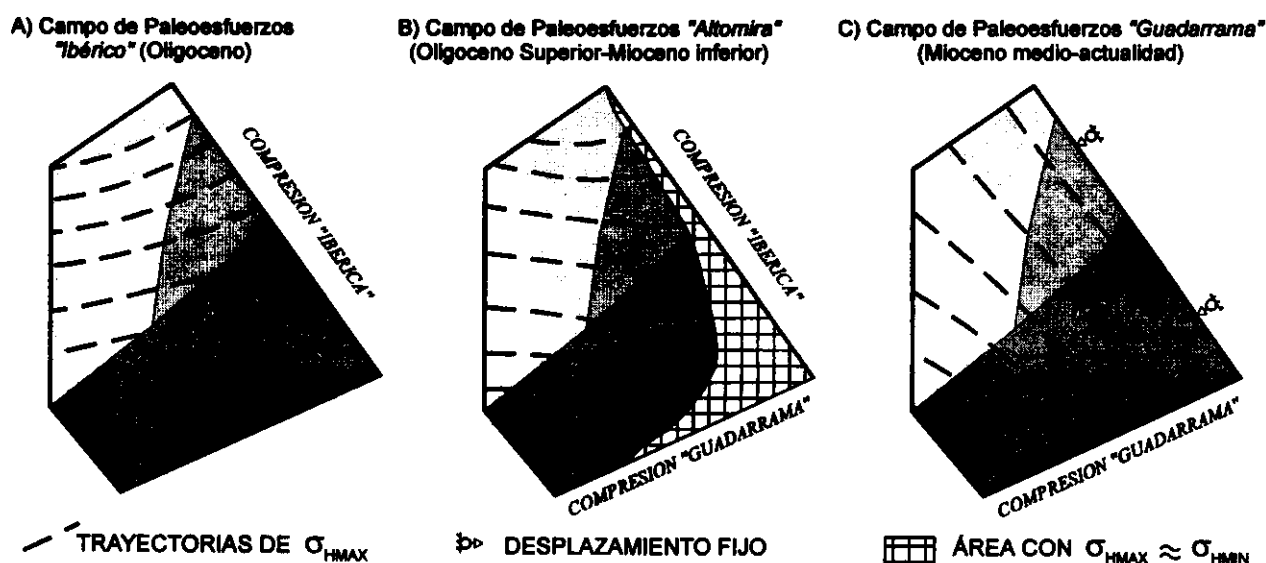


Figura 8.3.4: Trayectorias de σ_{HMAX} y condiciones de contorno para el conjunto de modelos 2 (placa elástica heterogénea): A) Campo de paleoesfuerzos "Ibérico", B) "Altomira" y C) "Guadarrama". Para este grupo de modelos se han utilizado las mismas condiciones de contorno, incluyendo presiones (SFL), que las del grupo de modelos 1. Compárese esta figura con los mapas de trayectorias de σ_{HMAX} obtenidos del análisis mesoestructural (cap. 6) y con los resultados del grupo de modelos 1 (fig. 8.3.3).

Debido a que el resultado no coincidía con los datos mesoestructurales en el norte del área de estudio, hubo que reducir la magnitud de la compresión *Ibérica* a la mitad, manteniendo una aplicación de presión con gradiente (de 10 Mpa en el S, a 5 Mpa en el límite N de la Malla 1).

Por otro lado, la compresión *Guadarrama* se ha mantenido constante, y con igual magnitud, que para generar el campo de paleoesfuerzos *Guadarrama*. Estas condiciones implican que el campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* era constante y provenía desde el SE, mientras que la intensidad del campo de esfuerzos *Ibérico* estaba empezando a disminuir durante el emplazamiento de la Sierra de Altomira en el Oligoceno superior-Mioceno inferior.

Una característica importante, que aparece en el modelo, es una banda alargada, adosada al extremo oriental del mismo y cuya anchura aumenta hacia el S, donde las magnitudes de los dos esfuerzos principales horizontales son muy parecidos ($\sigma_{HMAX} \approx \sigma_{HMIN}$, fig. 8.3.3B). Este área debe corresponderse con el límite oriental del campo de esfuerzos *Altomira*. Desde este límite hacia el NO, la orientación de σ_{HMAX} debe rotar, disponiéndose NE-SO (compresión *Ibérico-Pirenaica*), tal y como sugieren los estudios micro y mesoestructurales desarrollados al NE del área

de estudio (Rodríguez Pascua *et al.*, 1994; García Cuevas *et al.*, 1995).

Tanto el campo de paleoesfuerzos deducido del análisis mesoestructural, como el modelo de elementos finitos, presentan unas trayectorias de σ_{HMAX} N100E muy constantes, excepto desde la zona de falla de Tarancón hacia el S. En esta parte meridional, las trayectorias de σ_{HMAX} sufren un giro horario de unos pocos grados. Este hecho sugiere que, al S de la zona de estudio, el campo de esfuerzos "Altomira" debe cambiar a una compresión NO-SE relacionada con el orógeno Bético. Estudios estructurales situados al S del área estudiada (zona de Campos de Calatrava; Vegas y Rincón, 1995), no han detectado la presencia de una compresión E-O durante el Terciario, mientras que si aparecen compresiones orientadas según NO-SE y NE-SO.

B) Resultados del Modelo 2 (Placa elástica heterogénea)

Para generar estos grupos de modelos, se han mantenido las mismas condiciones de contorno que en el Modelo 1. La diferencia con el anterior grupo de modelos consiste en que se han creado nuevas mallas en cada uno de los bloques definidos, pero manteniendo el tamaño medio de los elementos (fig. 3.3.2B).

Las propiedades mecánicas asignadas a cada bloque (E y ν) se han variado, optando por unos valores de resistencia relativa que tienen en cuenta los datos del subsuelo existentes. Los valores de parámetros mecánicos utilizados se muestran en la Tabla 8.1, y la geometría del modelo en las figuras 8.3.1 y 8.3.2B. Las compresiones utilizadas para simular los tres campos de paleoesfuerzos han sido las mismas que en el Modelo 1. De este modo, las variaciones que aparezcan entre los dos conjuntos de modelos estarán exclusivamente originadas por los contrastes reológicos entre los diferentes bloques del Modelo 2.

♦ *Modelo de campo de esfuerzos "Ibérico"*: El efecto más importante, causado por las inhomogeneidades mecánicas en el basamento, es una rotación horaria en la parte norte del área de estudio (fig. 8.3.4A). Esta rotación se produce por la presencia de la *falla de Sacedón*, que es el contacto entre un basamento homogéneo y resistente (bloque de la cuenca de Madrid) y el basamento más complejo de la cuenca de Loranca (bloque de Valdeolivas). En la parte meridional de la Malla 1 también aparecen rotaciones horarias en las trayectorias de σ_{HMAX} cerca de la *zona de falla de Tarancón*, aunque de menor importancia que en el norte.

♦ *Modelo del campo de esfuerzos "Guadarrama"*. Este modelo es el que presenta las menores variaciones respecto al campo de paleoesfuerzos deducido del análisis mesoestructural. Esto se debe a que la *zona de falla de Tarancón* presenta una orientación perpendicular a la dirección general de σ_{HMAX} . Por otra parte, aunque la *falla de Sacedón* presenta una dirección oblicua respecto a las trayectorias de σ_{HMAX} , ésta se encuentra demasiado lejos del origen de los esfuerzos, y cerca del límite norte del modelo, como para originar perturbaciones de importancia (fig. 8.3.4C).

♦ *Modelo de campo de esfuerzos "Altomira"*. Este modelo es el que presenta unos resultados con una mayor variación respecto a los obtenidos para la placa elástica homogénea (Modelo 1). En la parte norte de la Malla 1, las trayectorias de σ_{HMAX} con una orientación N100E se sitúan desde la *falla de Sacedón* hacia el O, girando con sentido levógiro desde este accidente hacia el E, hasta disponerse según NE-SO (fig. 8.3.4B). Por otra parte, el contacto entre el bloque de Cuenca (BC) y los otros dos bloques definidos en la Malla 1 (Valdeolivas y cuenca de Madrid), produce una

rotación horaria de las trayectorias de σ_{HMAX} desde la *zona de falla de Tarancón* hacia el S. Estos efectos combinados generan un modelo de campo de esfuerzos con una geometría en abanico, menos homogénea que la obtenida para la placa elástica homogénea (Modelo 1). De cualquier modo, en los dos grupos de modelos aparece una zona con trayectorias de σ_{HMAX} orientadas según N100E (compresión *Altomira*) en la mayor parte de la posición en la que aparece la Sierra de Altomira (figs. 8.3.3B y 8.3.4B).

8.3.3 - DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES DE LOS MODELOS DE CAMPOS DE ESFUERZOS

La construcción de modelos simples de campos de esfuerzos con elementos finitos ha permitido simular los campos de paleoesfuerzos compresivos terciarios, deducidos a partir del análisis mesoestructural en el borde oriental de la cuenca del Tajo. Estos modelos confirman la idea de que la geometría de las estructuras y de los límites de los modelos (a una escala regional en este caso), juegan un papel determinante en las características de los campos de esfuerzos intraplaca, tal y como ya ha sido señalado en diversos trabajos anteriores (Cloetingh y Wortel, 1986; Bada *et al.*, 1996).

La orientación de las trayectorias de σ_{HMAX} de los tres campos de paleoesfuerzos está fuertemente condicionada por la geometría de las fallas corticales más importantes (ej. fallas del borde S del Sistema Central, del borde SO de la Cordillera Ibérica, del Záncara, etc.). Además de este efecto, para las trayectorias de esfuerzos del campo *Altomira* son determinantes las magnitudes relativas de las compresiones *Ibérica* y *Guadarrama*, y la posición de aplicación de las mismas.

Los modelos de esfuerzos han permitido confirmar la hipótesis de que el campo de paleoesfuerzos *Altomira* es un campo de esfuerzos local, generado por la superposición espacial y temporal de dos campos de esfuerzos mayores (*Ibérico/Pirenaico* y *Bético / Guadarrama*). Estos dos campos de esfuerzos regionales se transmitieron desde los bordes norte y sur, respectivamente, hacia el interior de la península Ibérica durante el Oligoceno-Mioceno inferior. El resultado de esa superposición de los dos campos de esfuerzos regionales, es un escape hacia el O de la cobertera

mesozoico-paleógena, hasta conformar un cinturón de pliegues y cabalgamientos oblicuo a las dos direcciones de compresión regionales: la Sierra de Altomira.

En los modelos generados para simular los campos de esfuerzos en el basamento (placa elástica heterogénea), se han obtenido algunas reorientaciones de los esfuerzos principales, respecto al modelo elástico homogéneo, debidas a la variación de los parámetros elásticos utilizados en cada bloque. Estas variaciones son más importantes en el modelo del campo de paleoesfuerzos "Altomira", dada la orientación relativa de los límites entre los bloques definidos, y su distancia respecto a las fuentes de esfuerzos. De todos modos, también aparece un área con σ_{HMAX} orientado según N100E en la mayor parte de la zona de estudio. Este hecho indica que puede haberse producido un desacoplamiento entre el campo de paleoesfuerzos "Altomira", medido en la

cobertera, y el modelizado en el basamento de las cuencas, a favor del nivel de despegue (facies *Keuper* triásicas). De todos modos, este desacoplamiento es de mucho menor rango que el detectado en el Jura (Becker, 1989), lo que puede deberse a que en este otro caso los esfuerzos han sido mayores, y/o a un menor confinamiento impuesto por las estructuras geológicas mayores (condiciones de contorno más libres). No obstante, no es posible descartar el que una mayor magnitud de los esfuerzos pueda originar un menor condicionamiento de las trayectorias de esfuerzos por parte de las estructuras geológicas mayores.

La realización de modelos más complejos en un futuro, teniendo en cuenta discontinuidades (tales como la presencia de zonas de transferencia), así como la incorporación de datos cinemáticos, permitirá entender la evolución tectónica y de los campos de esfuerzos alpinos en el centro peninsular de un modo más realista.

8.4 - MODELOS DE ELEMENTOS FINITOS SOBRE LAS DEFORMACIONES INICIALES EN LA SIERRA DE ALTOMIRA

Los cortes equilibrados, realizados en el borde oriental de la cuenca del Tajo a partir de datos estructurales y geofísicos (cap. 5), muestran un acortamiento de 9.1 km en la parte central de la Sierra de Altomira, decreciendo este valor hacia sus extremos. Los perfiles de sismica de reflexión y los datos gravimétricos (cap. 5) nos han permitido estimar la geometría del basamento por debajo de las estructuras de la cobertera. La característica más importante de este basamento es la presencia de una serie de fallas con salto normal, que controlan la sedimentación triásica (y posiblemente también durante el Jurásico y el Cretácico), y que no se encuentran aparentemente involucradas en la deformación compresiva posterior. Estas fallas, sin embargo, controlan la posición y extensión lateral de los cabalgamientos de la cobertera, tal y como se puede deducir de los mapas de isobatas construidos a partir de las líneas sísmicas (cap. 5.2).

Van Wees (1994) y Van Wees *et al.* (1995) han realizado un modelo de elementos finitos para explicar la posición de la Sierra de Altomira, suponiendo que el límite de las facies plásticas del Triásico, con una dirección N-S y próximo a la posición de la Sierra de Altomira, ha jugado un papel decisivo en la nucleación de la deformación

(fig. 8.4.1). Sin embargo, estos autores no incorporan en su modelo la falla de basamento situada bajo la Sierra de Altomira (*falla de Sacedón*), que supone un salto en la geometría del basamento, y una disminución de espesor importante de los sedimentos Triásicos hacia el E.

Teniendo todo esto en cuenta, el objetivo que nos hemos planteado en este apartado consiste en realizar una serie de modelos de elementos finitos que contemplen la geometría escalonada del basamento, para comprobar si este efecto ha podido, por sí sólo, nuclear las deformaciones iniciales, y condicionar la posición del cinturón de cabalgamientos de la Sierra de Altomira.

8.4.1 - CONSTRUCCIÓN DE LOS MODELOS

Para construir los modelos, en sección vertical y dos dimensiones, se ha adoptado una geometría simplificada de un segmento del corte equilibrado III-III' (Anexo II) que incluye la posición de la Sierra de Altomira (figs. 8.3.1 y 8.4.2). La elección de este corte se debe a que las condiciones de afloramiento son buenas, y a que

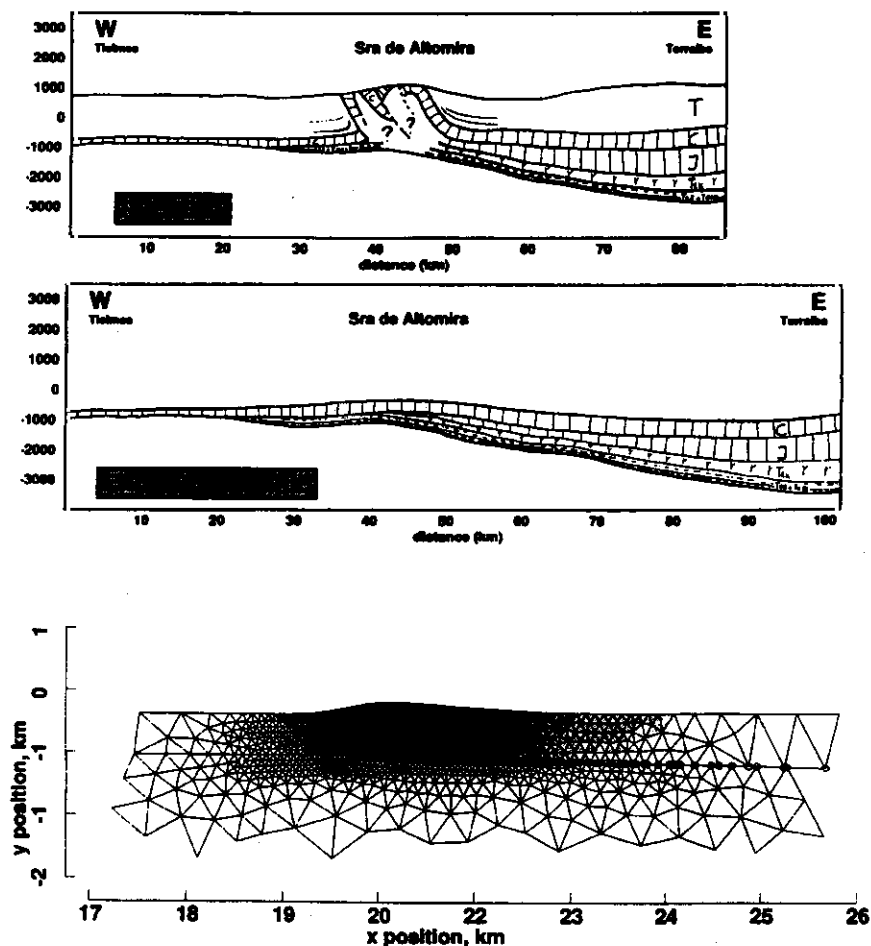


Figura 8.4.1: Modelo de elementos finitos de las deformaciones en la Sierra de Altomira realizado por Van Wees (1994). Este modelo contempla el efecto de nucleación de la deformación causado por el acuñamiento del nivel de despegue (facies "Keuper" triásicas, modificado de Van Wees, 1994).

está apoyado por datos geofísicos (perfiles sísmicos y modelo gravimétrico III), por lo que la geometría deducida, tanto para la cobertera, como para el basamento, tiene un alto grado de fiabilidad.

El modelo comprende tres tipos diferentes de materiales que, de techo a muro, son: una cobertera elástica y resistente (materiales jurásicos y cretácicos), un nivel de despegue menos resistente (Triásico), y un basamento rígido y elástico, con

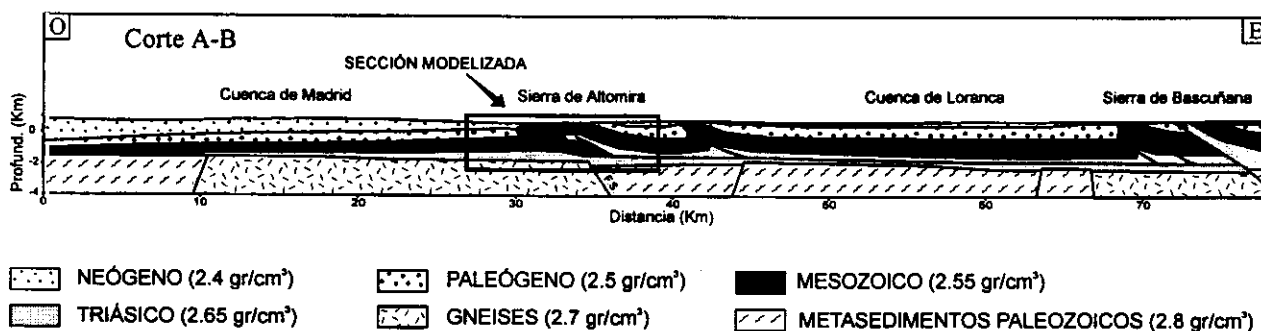


Figura 8.4.2: Localización del perfil modelizado sobre la Sierra de Altomira, y estructura simplificada. Se puede observar el escalón que produce la falla de Sacedón justo bajo los cabalgamientos de la Sierra de Altomira. El cuadro negro señala el segmento de 12 Km modelizado con elementos finitos mostrado en la figura 8.4.3.

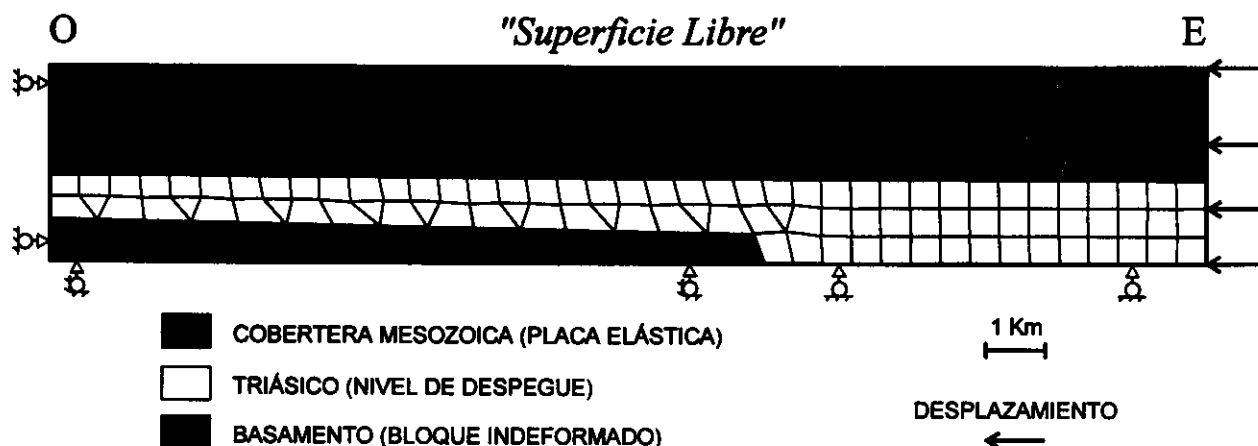


Figura 8.4.3: Geometría, condiciones de contorno y mallado utilizado en los dos grupos de modelos generados para estudiar las deformaciones iniciales sobre la falla de Sacedón. Las deformaciones se han simulado mediante la aplicación de un desplazamiento de 1 Km de magnitud hacia el O en el límite oriental del modelo (ver texto para la explicación).

una geometría escalonada debido a la presencia de la falla de Sacedón (Tabla 8.2).

La longitud del perfil modelizado es de 12 Km, y su orientación es E-O (fig. 8.4.2). Para generar la deformación en el modelo, se ha supuesto que las dos unidades superiores se desplazan una distancia de 1 km desde el E hacia el O, lo que supone un 8.3 % de la longitud del perfil modelizado.

Las condiciones de contorno del modelo se muestran en la figura 8.4.3. Se puede observar que el límite occidental vertical del modelo permanece fijo ("pin-line"), las dos láminas superiores se pueden desplazar por el rellano inferior hasta llegar a la falla de Sacedón (rellano inferior del cabalgamiento basal procedente de la Sierra de Bascuñana), el basamento permanece fijo (no está

involucrado en la deformación compresiva), y el límite superior queda libre (superficie de la tierra).

Se han realizado dos grupos de modelos diferentes, pero manteniendo la geometría de figura 8.4.3. En ambos modelos, la lámina de cobertera y el basamento son elásticos, aunque éste último tiene una mayor resistencia (Tabla 8.2). La diferencia entre los dos grupos de modelos estriba en que en el Modelo I se ha supuesto una unidad de despegue con un comportamiento elástico (aunque con una resistencia un orden de magnitud menor que las otras dos), mientras que en el Modelo II el nivel de despegue es elásto-plástico. Los valores de los parámetros mecánicos utilizados en los modelos finales se muestran en la Tabla 8.2.

8.4.2 - RESULTADOS DE LOS MODELOS EN SECCIÓN VERTICAL DE LA SIERRA DE ALTOMIRA

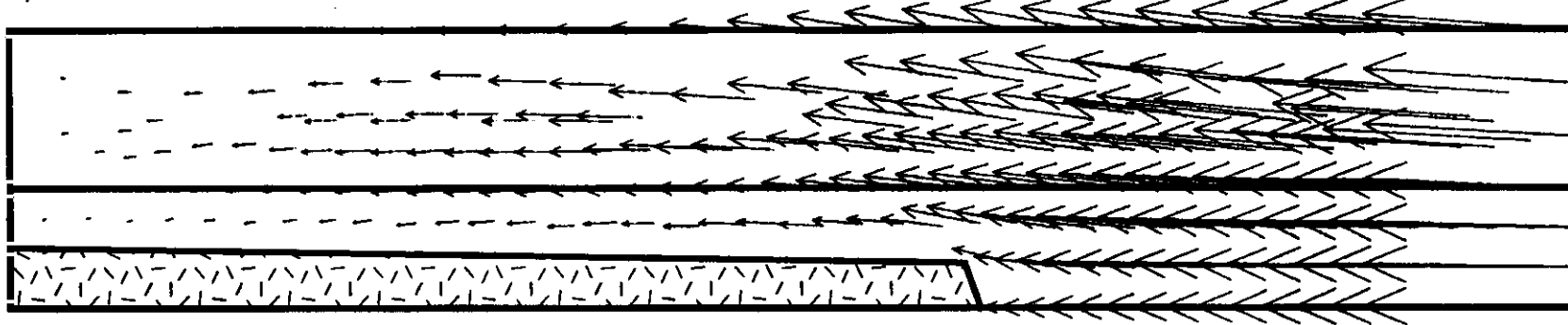
Para mostrar los resultados de los dos modelos sobre la localización de las deformaciones iniciales, asociadas a la geometría escalonada del basamento, se van a mostrar los gráficos vectoriales de desplazamiento total de los elementos, así como las curvas de isovalores de la componente vertical de desplazamiento. Estas dos representaciones han sido elegidas, de entre otras muchas realizadas (mapas de componentes de esfuerzos, deformaciones, etc...), porque son las que mejor muestran las diferencias entre los dos modelos.

Tabla 8.2: Parámetros mecánicos utilizados en la construcción de los modelos de elementos finitos sobre las deformaciones iniciales, en sección vertical, de la Sierra de Altomira.

	Parámetros Mecánicos	Basamento	Nivel de Despegue	Cobertera
Modelo Elástico	Coefficiente de Poisson (ν)	0.25	0.25	0.25
	Módulo de Young (Pa)	$8 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^7$	$3 \cdot 10^7$
	Esfuerzo Elástico Crítico (Pa)	—	—	—
	Endurecimiento (%)	—	—	—
Modelo Elásto-Plástico	Coefficiente de Poisson (ν)	0.25	0.25	0.25
	Módulo de Young (Pa)	$8 \cdot 10^7$	$8 \cdot 10^7$	$3 \cdot 10^7$
	Esfuerzo Elástico Crítico (Pa)	—	$2 \cdot 10^7$	—
	Endurecimiento (%)	—	0	—

Modelo A: Nivel de Despegue Elástico

A) VECTORES DE DESPLAZAMIENTO TOTAL



B) CONTORNOS DE DESPLAZAMIENTO VERTICAL (m)

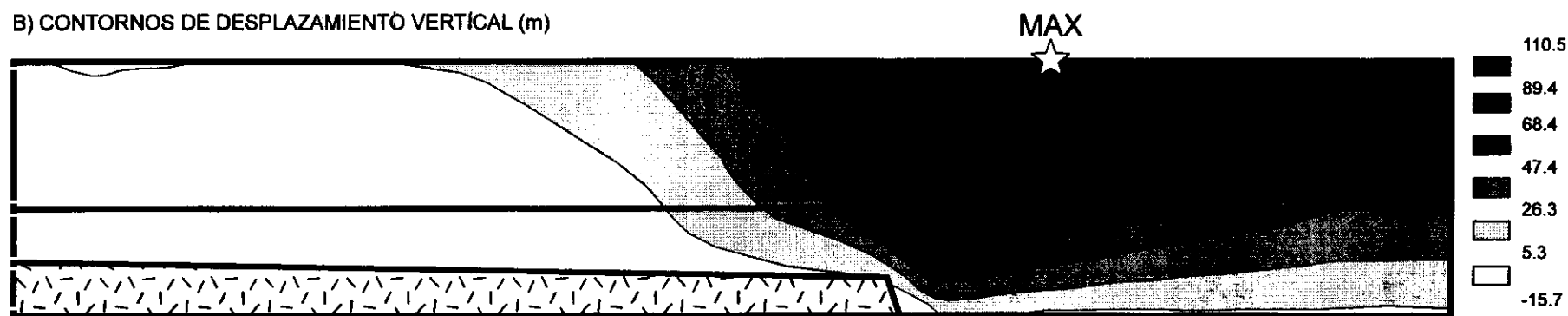


Figura 8.4.4: Resultados de los modelos de elementos finitos sobre las deformaciones iniciales asociadas a la falla de Sacedón con un nivel de despegue elástico. Los gráficos vectoriales corresponden a los desplazamientos totales de los elementos para un acortamiento de 1 Km. Los contornos muestran los valores de desplazamiento vertical asociado a esta deformación. Se puede observar la posición del máximo desplazamiento vertical localizado al E de la falla de Sacedón, y otra pequeña zona levantada situada en el extremo occidental del modelo.

En los dos modelos, el escalón en el nivel de despegue originado por la falla de basamento, ejerce un papel determinante, tanto en la nucleación de la deformación en la cobertera, como de concentración de esfuerzos, ya que los máximos valores de esfuerzo y deformación de cizalla también aparecen asociados al escalón. Además, y aunque en ambos modelos aparecen rotaciones en los estados de esfuerzo asociadas a la *falla de Sacedón*, especialmente en el nivel de despegue, estas rotaciones no afectan a la placa elástica de la cobertera, donde se mantiene un eje en posición vertical.

La diferencia más importante entre los dos modelos está relacionada con la posición de los máximos valores de desplazamiento vertical (figs. 8.4.4 y 8.4.5).

A) Modelo A (nivel de despegue elástico)

El máximo desplazamiento vertical se encuentra situado al E de la *falla de Sacedón* (fig. 8.4.4), apareciendo dos suaves flexiones, una positiva y otra negativa, al O de la posición de la falla. Según este modelo, las deformaciones iniciales se concentrarían al E de la falla, en una posición más oriental de la que presentan las estructuras compresivas que se observan hoy en día en la Sierra de Altomira.

B) Modelo B (nivel de despegue elástico-plástico)

En este caso, el máximo desplazamiento vertical en el modelo se sitúa justo encima de la *falla de Sacedón* (fig. 8.4.5), lo que coincide con la posición de los cabalgamientos en los cortes geológicos equilibrados (Anexo II), y con los datos geofísicos (cap. 5).

Otra diferencia respecto al Modelo A es la desaparición de una zona con levantamiento moderado hacia el extremo occidental del modelo, en la cuenca de Madrid, y una mayor extensión longitudinal de la zona que sufre levantamiento vertical.

8.4.3 - DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

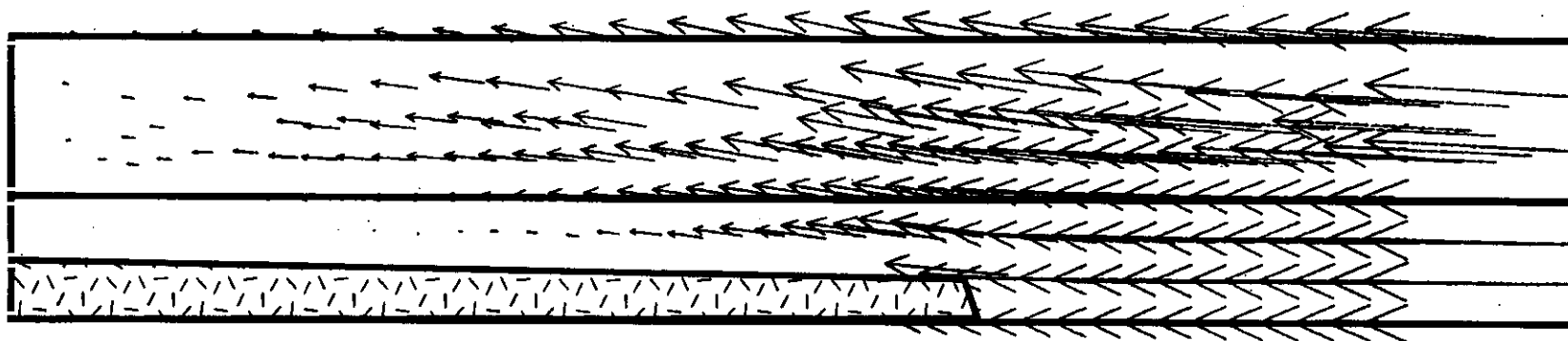
La realización de modelos de elementos finitos sencillos en 2-D ha permitido comprobar la hipótesis de que la presencia de una geometría accidentada por debajo del nivel de despegue, en el caso de una tectónica de piel fina, es un factor de primer orden en la nucleación de las deformaciones iniciales. Además, los resultados del modelo que supone un comportamiento elástico-plástico del nivel de despegue ajustan mejor que el modelo que supone un comportamiento elástico de dicho nivel.

Los resultados de estos modelos complementan y amplían modelos anteriores que tenían sólo en cuenta la geometría en cuña de la cobertera mesozoica, lo que generaba concentraciones de la deformación en el límite de desaparición de las evaporitas del *Keuper* hacia el O. Dado que las fallas del basamento han debido tener un importante papel en la sedimentación de las unidades triásicas (ver mapas de distribución de facies y espesores de las unidades mesozoicas, fig. 2.2.2, Querol, 1989), es muy probable la presencia de cambios de facies en los sedimentos triásicos asociados a estas fallas. En este sentido, algunos autores (Vergés *et al.*, 1992; Vergés, 1994) han sugerido que las variaciones de facies en el nivel estratigráfico de despegue, pueden resultar determinantes en la localización de cabalgamientos.

Teniendo esto en cuenta, lo más probable es que ambos factores (geometría escalonada del basamento y variaciones de facies asociadas a estas fallas), hayan podido actuar de un modo conjunto en la localización de las deformaciones iniciales y, posteriormente, en el desarrollo de los cabalgamientos de la cobertera que forman la Sierra de Altomira. Ambos factores (especialmente la presencia de la *falla de Sacedón*) explican, además, la geometría rectilínea que presenta la Sierra de Altomira en sus sectores central y septentrional, ya que esta falla seguramente no se prolongue hacia el sur de la *zona de falla de Tarancón*. No obstante, para comprobar esta hipótesis sería necesario contar con un mayor apoyo geofísico en el sector meridional de la Sierra de Altomira.

Modelo B: Nivel de despegue Elasto-Plástico

A) VECTORES DE DESPLAZAMIENTO TOTAL



B) CONTORNOS DE DESPLAZAMIENTO VERTICAL (m)

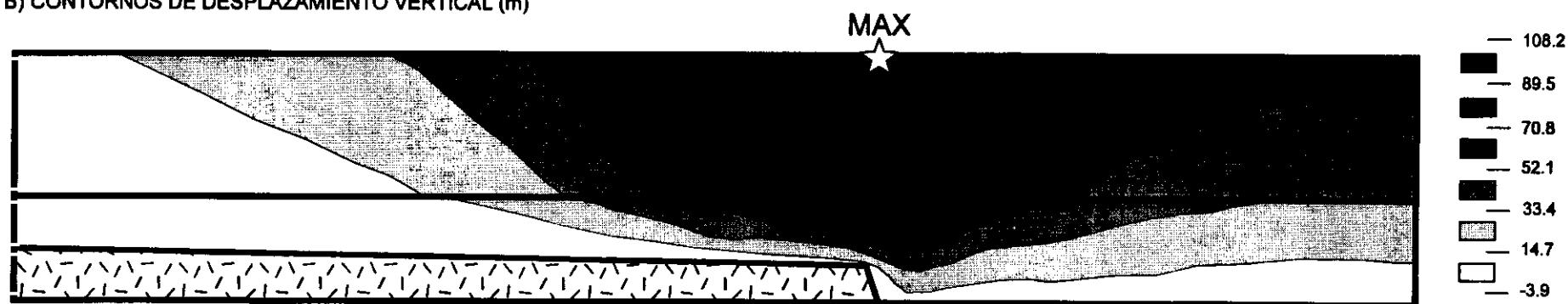


Figura 8.4.5: Resultados de los modelos de elementos finitos sobre las deformaciones iniciales asociadas a la falla de Sacedón con un nivel de despegue elasto-plástico. Los gráficos vectoriales corresponden a los desplazamientos totales de los elementos con un acortamiento de 1 Km, y los contornos muestran los valores de desplazamiento vertical asociado a esta deformación. Se puede observar la posición del máximo desplazamiento vertical localizado justo encima de la falla de Sacedón.

9 - ANÁLISIS DE LAS DEFORMACIONES RECIENTES: FISIOGRAFÍA, ESFUERZOS Y SISMICIDAD

9.1 - INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

La zona de estudio, a pesar de constituir una zona intraplaca alejada de los bordes activos principales de la placa Ibérica (Béticas y Pirineos), presenta evidencias de deformaciones recientes que ya fueron detectadas en el siglo pasado. Estas deformaciones han sido objeto de diferentes estudios, existiendo tres grupos de tendencias en función del origen que atribuyen a las mismas (Giner, 1996):

✧ Por una parte, tanto los trabajos antiguos (Prado, 1864; Fernández Navarro, 1904; Mallada, 1907; Gómez de Llarena, 1913; Hernández Pacheco y Royo Gómez, 1916) como otros más recientes (Vegas *et al.*, 1975; Hoyos *et al.*, 1996), sugieren un origen de tipo atectónico para las estructuras que observan en sus zonas de estudio. Estas deformaciones estarían causadas, fundamentalmente, por fenómenos halocinéticos de los materiales evaporíticos presentes en la cuenca.

✧ Otro grupo de trabajos establecen un origen de tipo tectónico, entre los que destacan: Royo Gómez (1926, en Capote *et al.*, 1982), Templado *et al.* (1945, en Martín Escorza, 1983), Solé (1952), Capote y Fernández Casals (1978), Vaudour (1979) y recientemente, e incluyendo datos sismológicos, Giner (1996).

✧ Por último, un tercer grupo de autores combinan un origen mixto entre las dos hipótesis anteriores, destacando San José (1975a, b y c), Arandilla *et al.* (1975); Martín Escorza (1976,

1979, 1980, 1983), Pérez González (1971, 1982), Silva (1988), Silva *et al.* (1988), Cabra y Hernáiz (en prensa). Todos estos autores aceptan con ligeras modificaciones la hipótesis planteada por Alfá (1960), y desarrollada por Hernández Pacheco (1965), según la cual estas deformaciones son el producto de un ajuste en los materiales más recientes de pequeños movimientos en las estructuras preexistentes en el basamento.

Recientemente se ha realizado una tesis doctoral sobre neotectónica y sismotectónica en la cuenca del Tajo (Giner, 1996), que incluye gran parte de la zona estudiada y utiliza las mismas técnicas de análisis dinámico que se han empleado en este trabajo. Este trabajo previo supone tener un buen grado de conocimiento sobre las características de las deformaciones y esfuerzos activos, relacionados con las deformaciones recientes, en gran parte de la zona de estudio.

Este marco de conocimiento nos permite abordar el estudio de las deformaciones recientes a una escala algo menor, y discutir su génesis en relación a las estructuras preexistentes y a la evolución de las deformaciones terciarias en el centro peninsular.

Para alcanzar estos objetivos, en este capítulo se van a analizar las estructuras recientes y los esfuerzos asociados, los principales rasgos fisiográficos, y finalmente, la actividad sísmica presente en el área de estudio.

9.2 - ESTRUCTURAS Y CAMPO DE PALEOESFUERZOS "RECIENTE" (PLIOCENO - CUATERNARIO)

En este campo de esfuerzos se han agrupado todos los tensores deducidos a partir de fallas medidas en materiales de edad Mioceno superior - Cuaternario, que no se incluían dentro del campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* descrito en el capítulo 6. Así mismo, también se han incluido los estados de paleoesfuerzos que, aunque han sido medidos en materiales más antiguos, se han correlacionado con este campo por criterios cronológicos y/o estructurales (cap. 6).

Las mesoestructuras originadas por este campo de esfuerzos, denominado *Reciente*, presentan una serie de características que las hacen diferenciarse de los campos de paleoesfuerzos definidos previamente:

1 - Presentan un carácter general extensivo, y afectan a todos los materiales y estructuras desarrolladas durante la actuación de los campos de esfuerzos previos en la zona de estudio. Las

estructuras dominantes son las fallas normales y normal-direccionales orientadas NE-SO, que indican una extensión general hacia el SE.

2 - Cronológicamente las estructuras son parcialmente coetáneas con las generadas por el campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* (De Vicente *et al.*, 1996b), ya que ambos afectan claramente a materiales de edad Mioceno superior y Cuaternario.

3 - Aparece un conjunto de tensores de paleoesfuerzos secundario (denominado *secundario*), asociado a zonas de fractura de orientación NE-SO. Estos tensores presentan unos ejes σ_1 y σ_3 permutados respecto al campo *Reciente extensivo*. Algunos trabajos en la cuenca de Madrid (Giner, 1996), demuestran la presencia de estos dos tipos de tensores en toda la cuenca del Tajo, deducidos, tanto a partir de datos superficiales, como de mecanismos focales de terremotos.

4 - La mayor parte de los datos asignados a este campo de esfuerzos se han medido en los niveles estratigráficos más recientes, y por lo tanto con unas condiciones de enterramiento muy superficiales, que excepcionalmente han superado los 100 m. Este hecho debe tenerse en cuenta, sobre todo al analizar las dispersiones de las soluciones dinámicas y las condiciones mecánicas (coeficiente de fricción, μ) bajo las que se han activado estas estructuras.

9.2.1 - DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS Y RESULTADOS DE LA INVERSIÓN DE ESFUERZOS

El campo de esfuerzos *Reciente* se ha obtenido a partir de 794 fallas con estrías repartidas en 40 estaciones de análisis. De ellas, 701 fallas (88 % de los datos, 33 estaciones) corresponden a estados de paleoesfuerzos extensivos, y el resto (93 fallas, 7 estaciones) a los estados permutados compresivos. Los índices de calidad de las estaciones no son inferiores a los obtenidos para el resto de los campos, explicando la mayor parte de estos tensores entre 10 y 20 fallas (fig. 9.2.1). El hecho de que los índices de calidad sean bastante fiables en unos materiales tan recientes, se debe a que los niveles carbonatados del Mioceno superior (*caliza del Páramo*) son óptimos para la toma de datos micro y mesoestructurales. Por otra parte algunas terrazas cuaternarias se encuentran fuertemente deformadas y con buenos afloramientos (terrazas del Pleistoceno inferior-medio del río

Tajo; Giner *et al.*, 1996a), lo que unido a la presencia en ellas de cantos carbonatados, ha permitido la medida de fallas con estrías y cantos estríados de tamaño centimétrico a decimétrico.

Conviene resaltar la presencia de deformaciones extensivas tardías, especialmente en la mitad meridional de la zona de estudio, con muy buenos afloramientos a lo largo de antiguas fracturas transversales asociadas a los campos de paleoesfuerzos compresivos *Ibérico* y *Altomira*. Cronológicamente, el movimiento normal de estas fallas es posterior, lo que unido a su compatibilidad con los resultados obtenidos a partir de las fallas medidas en los materiales del Mioceno superior y Cuaternario, nos ha permitido asignarlas al mismo campo de paleoesfuerzos.

En la figura 9.2.2 se muestran los resultados de la inversión de esfuerzos con los dos métodos utilizados para el conjunto de tensores de esfuerzos asignados al campo *Reciente*. El primer aspecto a destacar es que ambos métodos proporcionan una dispersión relativamente importante de los resultados, especialmente en los paleoesfuerzos extensivos, si bien ésta es considerablemente mayor con el método de Etchecopar.

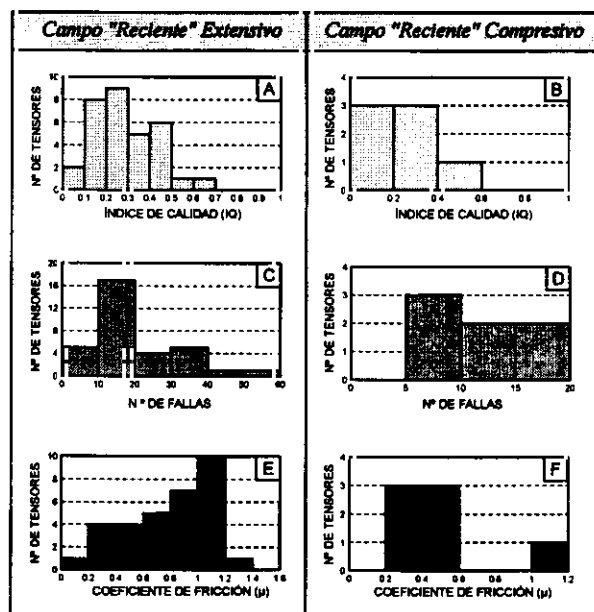


Figura 9.2.1: A) y B) Histogramas del índice de calidad, C) y D) número de fallas por estación, y E) y F) coeficientes de fricción calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) para los tensores de esfuerzos del campo de esfuerzos "Reciente" extensivo (izquierda) y compresivo (derecha).

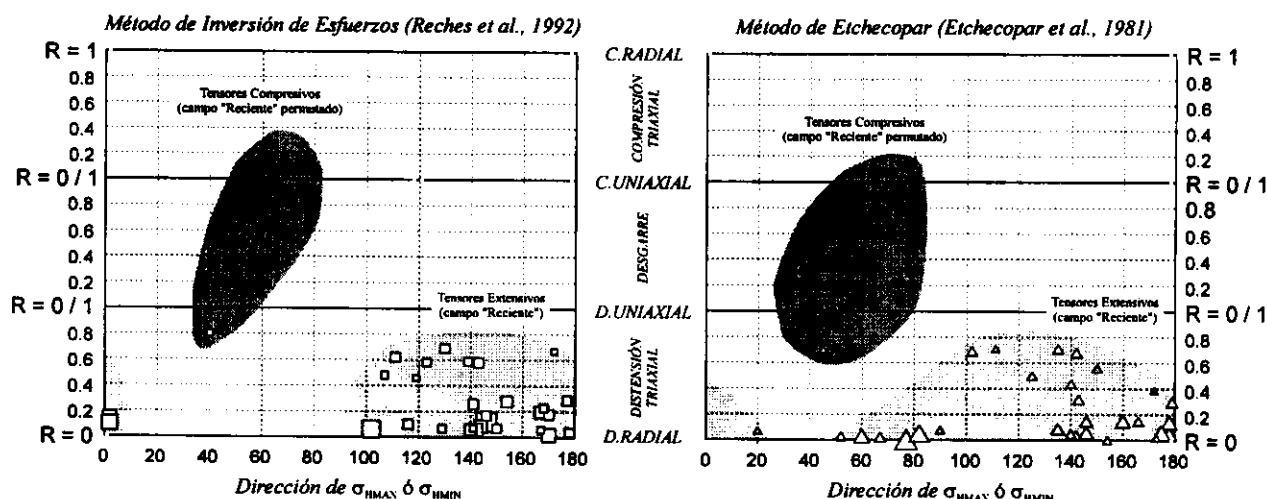


Figura 9.2.2: Diagramas de σ_{HMIN}/R para los tensores de paleoesfuerzos del campo "Reciente" extensivo y de σ_{HMAX}/R para el campo "Reciente" compresivo, calculados con los dos métodos de inversión utilizados.

El método de inversión de esfuerzos muestra soluciones para los estados extensionales con elipsoides dentro del campo de la distensión triaxial (R entre 0 y 0.7) y σ_{HMIN} entre N100E y N-S. El método de Etchecopar muestra el principal grupo de soluciones con las mismas características, aunque también aparecen soluciones dentro del campo de la extensión radial, con σ_{HMIN} perpendicular a la anterior (fig. 9.2.2).

Por lo que se refiere a los elipsoides compresivos, éstos caen dentro del campo de los desgarres (R entre 0.2 y 0.8 para el método de inversión de esfuerzos y R entre 0.1 y 0.6 para el de Etchecopar), con unas orientaciones de σ_{HMAX} que oscilan entre N40E y N70E con el método de inversión de esfuerzos y entre N30E y N80E con el de Etchecopar, que también proporciona una mayor dispersión.

9.2.2 - MAPA DE PALEOESFUERZOS

El mapa de estados de paleoesfuerzos (fig. 9.2.3) muestra una distribución de los datos puntuales que abarca prácticamente todo el área de estudio, aunque con una mayor concentración en el valle del río Tajo (condicionado, probablemente, por la presencia de buenos afloramientos de materiales cuaternarios). Tanto en el mapa de estados de paleoesfuerzos puntuales, como en el de trayectorias (fig. 9.2.4), se puede observar una disposición de las orientaciones de σ_{HMAX} y σ_{HMIN} menos homogénea que la obtenida para los campos compresivos descritos en el capítulo 6. De este modo, σ_{HMIN} presenta una dirección general NO-SE,

aunque con las siguientes variaciones y perturbaciones:

♦ Las direcciones de σ_{HMIN} rotan en sentido antihorario en las proximidades de la mitad septentrional de la Sierra de Altomira hasta disponerse casi perpendiculares a este cinturón de deformación.

♦ En el tercio meridional de la zona de estudio las orientaciones de σ_{HMIN} sufren una progresiva rotación horaria, llegando a alcanzar una dirección próxima a N-S. Esta rotación parece estar asociada a la presencia del accidente de San Clemente o falla del Zancara (Sánchez Soria, 1973; Alfaro *et al.*, 1991), estructura cortical de primer orden de dirección E-O que se encuentra justo al S de la zona de estudio.

♦ En el sector septentrional de enlace entre la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira, la orientación de σ_{HMIN} también se dispone con una orientación más nordestada, lo que debe relacionarse con las macroestructuras de dirección N70E y E-O que se desarrollan en esta zona, tanto en la cobertera, como en el basamento (falla de Huertapelayo).

Por lo que se refiere a los estados de paleoesfuerzos compresivos, se han deducido en estaciones politensoriales, junto con estados de paleoesfuerzos del campo *Reciente extensivo* y/o del campo *Guadarrama*. Además la mayor parte se encuentra asociada a fracturas de dirección NE-SO y E-O, en las que se alternan movimientos de tipo normal y direccional.

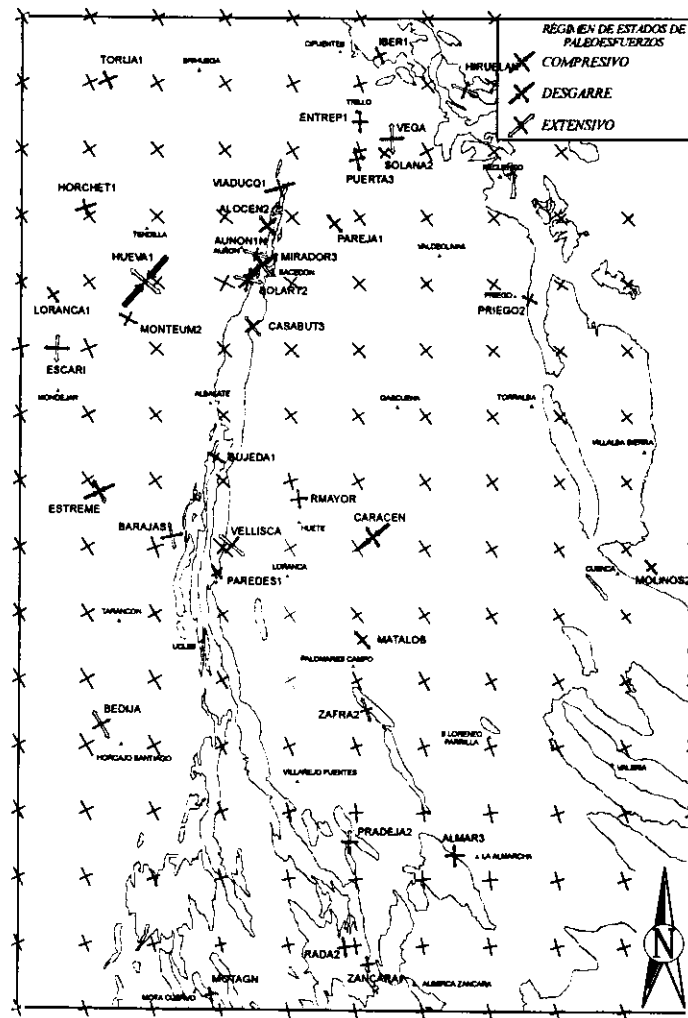


Figura 9.2.3: Mapa de distribución de los estados de paleoesfuerzos puntuales del campo “Reciente”, calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992). El tamaño relativo entre las flechas en cada estación es proporcional a la relación $\sigma_{HMAX}/\sigma_{HMIN}$, y su tamaño absoluto es función del índice de calidad de la estación (IQ).

9.2.3 - ESTRUCTURAS ACTIVAS BAJO EL CAMPO DE ESFUERZOS "RECIENTE"

Las fallas activas asignadas al campo *Reciente extensivo*, presentan una gran homogeneidad, tanto en sus orientaciones, como en las distribuciones de buzamientos y cabeceos (figs. 9.2.5 y 9.2.7): son fallas con una dirección principal NE-SO, buzamientos entre 60 y 90°, y cabeceos altos (> 50°). No obstante, también aparecen fallas orientadas E-O y una pequeña moda según N150E. En relación a las componentes de movimiento, es muy similar el porcentaje de fallas con componente sinestrosa (51.4 %) y dextrosa (48.6 %).

Por lo que se refiere a las fallas asignadas al campo *Reciente compresivo* (permutado), presentan una mayor variedad de orientaciones que las del campo primario (figs. 9.2.5 y 9.2.7), siendo las direcciones principales de mayor a menor

importancia relativa: N60E, N40E, N100E y N170E. También aparecen variaciones en las distribuciones de buzamientos y cabeceos de estas fallas en relación a las del campo *Reciente extensivo*. En el histograma de buzamientos aparecen dos modas, siendo mayoritarias las fallas de altos buzamientos, pero con una segunda moda de buzamientos entre 40 y 50°. Los cabeceos presentan una moda principal entre 0 y 40°, con otra minoritaria de altos buzamientos que se corresponde con fallas inversas y normales (cabeceos > 60°), lo que sugiere una cierta partición de la deformación.

Además de fallas, también aparecen numerosos pliegues en los materiales más recientes, que suelen estar asociados al movimiento de las fallas, siendo la mayor parte de los mismos pliegues de arrastre y acomodación a las fallas normales.

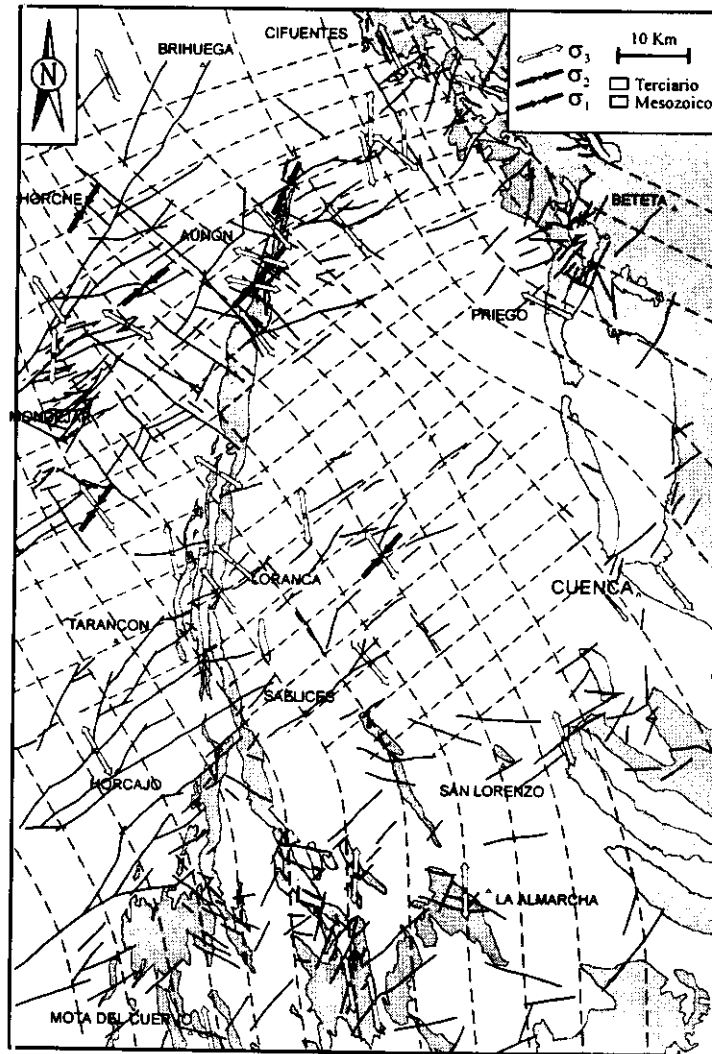


Figura 9.2.4: Mapa de trayectorias de σ_{HMAX} y estructuras activas bajo la actuación del campo "Reciente" (Plioceno-Cuaternario).

9.2.4 - CARACTERÍSTICAS MEDIAS DE LOS PALEOESFUERZOS DEL CAMPO "RECIENTE"

Para obtener las características generales de este campo de paleoesfuerzos, se han separado las fallas en dos conjuntos: las correspondientes al campo primario, de carácter extensivo (701 fallas), y las asignadas a elipsoides de esfuerzos permutados (93 fallas).

Los resultados del método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) para el campo extensivo muestra un diagrama de tipo extensión uniaxial, con compresión en la vertical, y un máximo acortamiento horizontal (<60 %) según una dirección NO-SE (fig. 9.2.6). No obstante, el hecho de que no aparezca una zona 100% compatible en extensión, y que la zona con valores con compresión intermedia (60-80 %) esté bastante

próxima a la vertical, indica una cierta componente radial. El método de inversión de esfuerzos proporciona un tensor de tipo extensivo, próximo al campo de extensión radial, que explica 475 fallas, (68 % del total, fig. 9.2.6).

Las características de este tensor son un coeficiente de fricción medio (μ) de 1.1, un $R = 0.03$ con σ_1 vertical y σ_3 horizontal según N147E, aunque con una dispersión bastante elevada. Los intervalos de confianza en la orientación de los tres ejes principales, calculados mediante muestreo con reemplazamiento, también muestran una cierta dispersión en la orientación de los ejes horizontales (9°), mientras que σ_1 se mantiene vertical en todos los casos. El error cuadrático en el cálculo de la solución (7.32°) es bajo, y los histogramas de desviaciones obtenidos para los parámetros PMA y SLIP son bastante buenos (fig. 9.2.6).

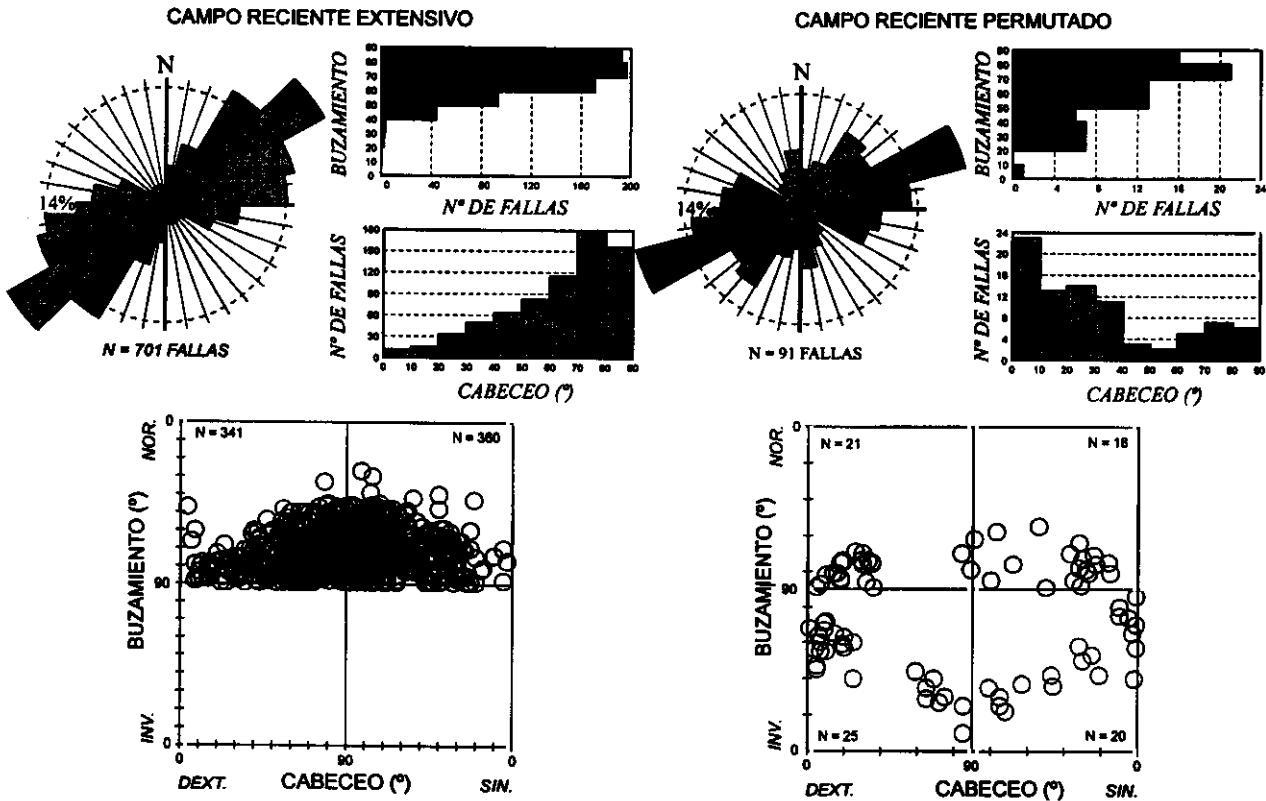


Figura 9.2.5: Rosas de direcciones, histogramas de buzamientos y cabeceos, y diagrama cabeceo/buzamiento para los tensores extensivos (izquierda) y compresivos (derecha) del campo de paleoesfuerzos "Reciente" (Plioceno-Cuaternario).

Los resultados de las fallas correspondientes al campo *Reciente compresivo* también se pueden observar en la figura 9.2.6. El método de los diedros rectos proporciona un diagrama solución de tipo desgarre, con máximo acortamiento horizontal según NE-SO, y máxima extensión horizontal orientada perpendicularmente a la anterior.

El método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) explica 55 fallas (60 % del total) con un tensor de tipo desgarre, con σ_1

horizontal según N46E, σ_2 vertical y un R de 0.5. El error cuadrático de la solución es de 7.04° , el coeficiente de fricción medio es bajo ($\mu = 0.3$), pero sin embargo, los intervalos de confianza de σ_1 y σ_2 son bastante elevados (26 y 27°), respecto al de σ_3 .

Este dato apoya la interpretación, realizada a partir de los datos de campo, de que estos tensores son permutaciones locales de los elipsoides extensivos, manteniendo con ellos una orientación de σ_3 común (fig. 9.2.6).

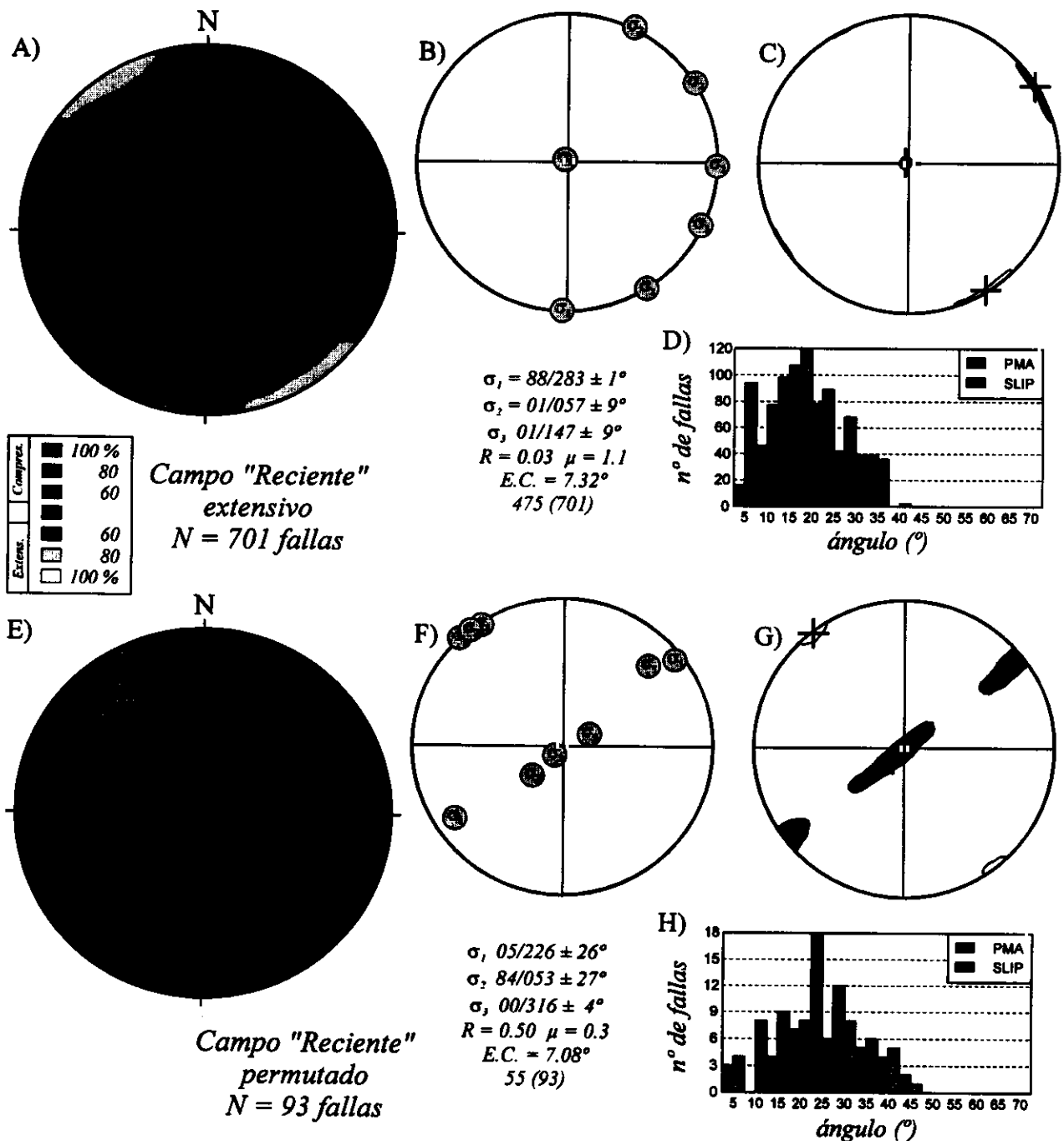


Figura 9.2.6: Resultados de los tensores de paleoesfuerzos medios extensivo (arriba) y compresivo (abajo) de las fallas asignadas al campo de paleoesfuerzos "Reciente". A y E) Diagramas de diedros rectos. B y F) Ejes principales de esfuerzos. C) y G) Intervalos de confianza obtenidos por muestreo con reemplazamiento (Reches et al., 1992). D) y H) Histogramas de las desviaciones angulares entre los ejes principales del tensor "ideal" y del calculado (PMA), y entre las estrías teóricas y reales (SLIP).

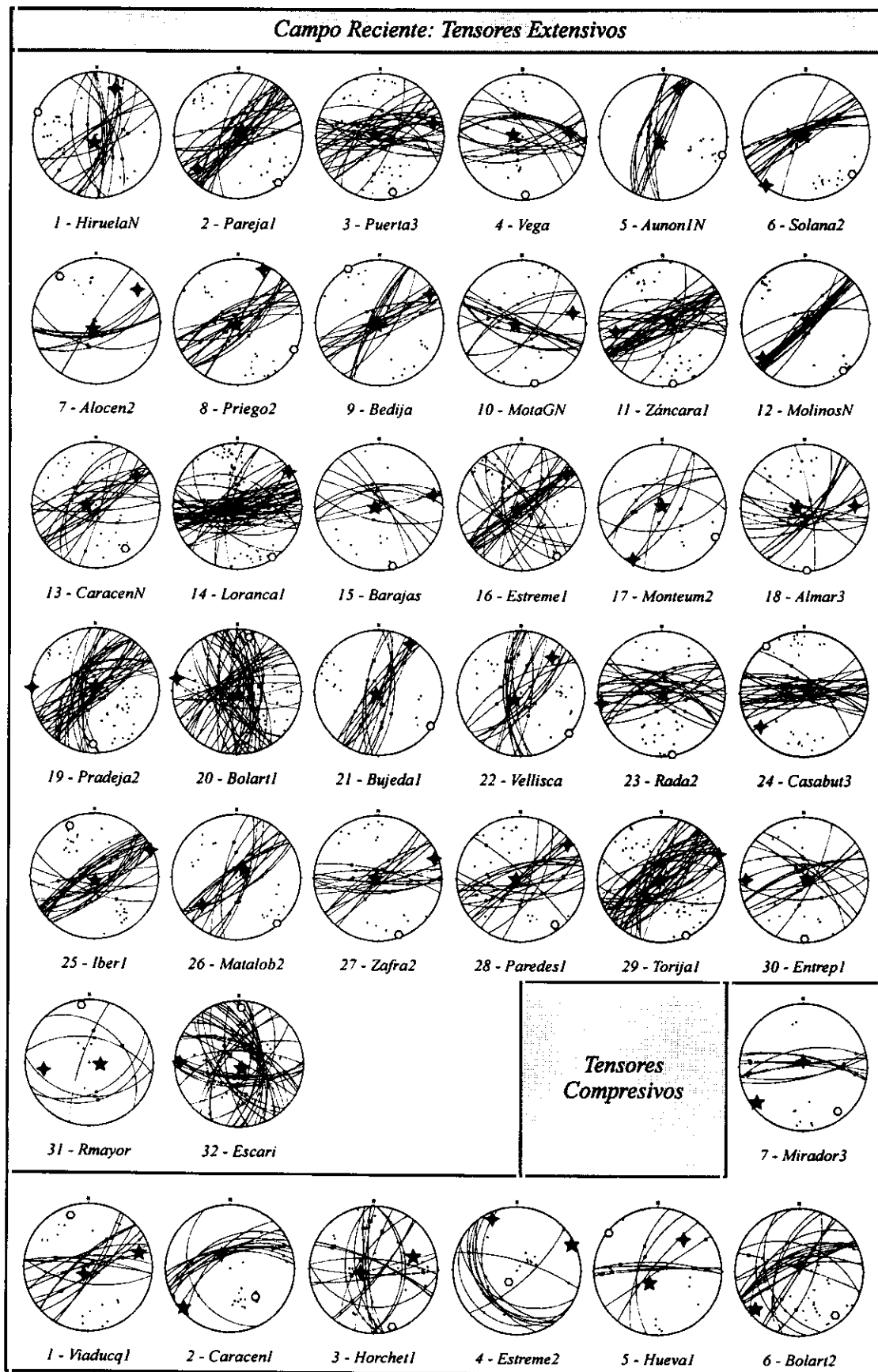


Figura 9.2.7: Representación en la red de Wulff (semiesfera inferior) de las fallas y tensores de paleoesfuerzos, calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992), asignados al campo de paleoesfuerzos "Reciente". Los nombres de las estaciones se corresponden con los de la figura 9.2.3 y con el Anexo III, y la leyenda es equivalente a la de la figura 6.4.7).

9.3 - ANÁLISIS DE LA FISIOGRAFÍA

Para poder realizar un análisis de la fisiografía, y dado el gran tamaño de la zona de estudio (10.800 Km²), se planteó crear un *modelo digital del terreno* (MDT) que, además de ser utilizado como sistema de representación geográfica, sirviera para analizar la topografía y los elementos morfoestructurales lineales y planares. Este MDT particular se ha utilizado conjuntamente con la *Carta Digital de España* desarrollada recientemente por el Servicio Geográfico del Ejército (1995), teniendo ambos modelos una resolución máxima de 100 m (tamaño de *pixel*). El hecho de desarrollar un MDT propio se justifica porque permite realizar operaciones aritméticas y *booleanas* entre diferentes mapas, que no es posible realizar con la carta del S.G.E.

Construcción del modelo digital del terreno (MDT)

El MDT de la zona de estudio (fig. 9.3.1) se ha realizado a partir de la digitalización de las curvas de nivel de las hojas 1:50.000 del S.G.E., en cuadrículas de 10 km de lado, utilizando el sistema de coordenadas UTM (huso 30). Una vez digitalizadas las curvas de nivel, con un intervalo de 20 m, se procedió a la interpolación de los puntos

digitalizados a una malla de 100 m de lado mediante *kriging* con variograma lineal y un radio de interpolación de 5 km. A partir de esta malla regular se creó la imagen *raster* con el sistema de información geográfica *Idrisi 1.0 para Windows* (1995).

9.3.1 - ANÁLISIS DE LOS ELEMENTOS MORFOESTRUCTURALES LINEALES

Los elementos lineales que se han analizado incluyen algunos clásicos, como son los cursos fluviales y las lineaciones morfotectónicas de las imágenes *Landsat* (a escalas 1:100.000 y 1:250.000). Por otra parte, se han utilizado los MDT para obtener lineamientos morfoestructurales mediante la aplicación de filtros direccionales que simulan iluminaciones artificiales desde diferentes focos de luz. Estos filtros permiten la utilización de diferentes paletas de colores, con lo que resulta posible realzar y visualizar la topografía. Todas estas técnicas de tratamiento facilitan la cartografía de lineamientos morfoestructurales a gran escala, y se han aplicado con el SIG *Idrisi para Windows* (1995).

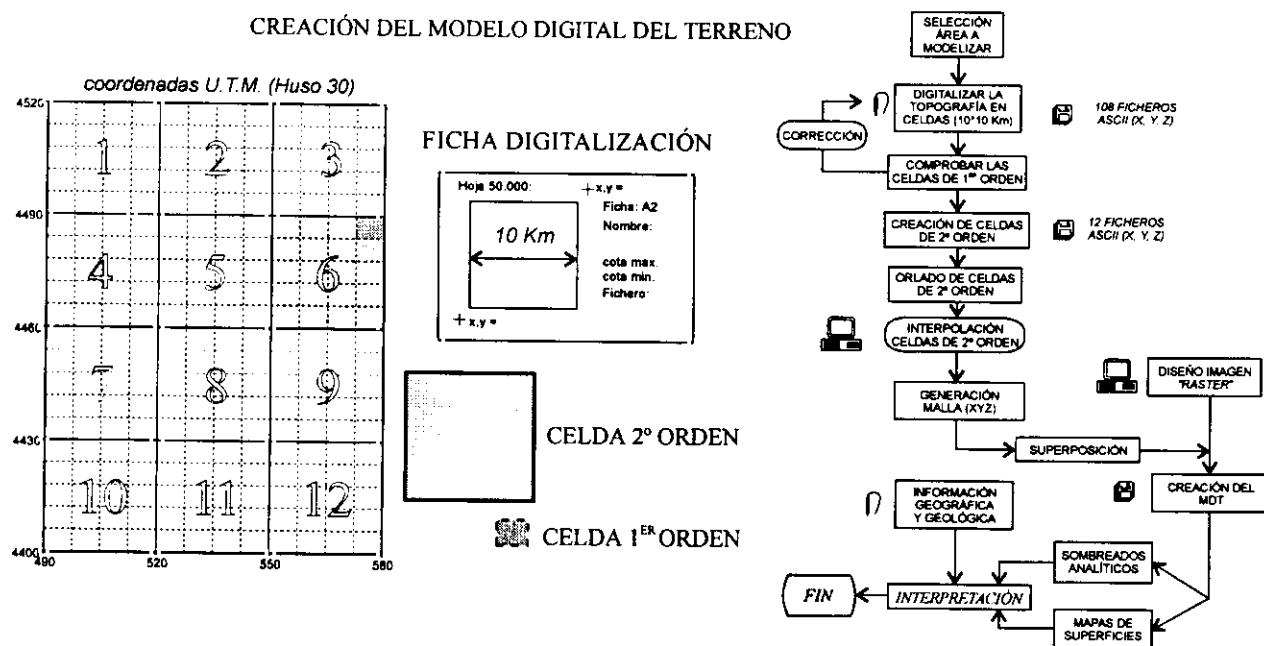


Figura 9.3.1: Diagrama de flujo del proceso de elaboración del modelo digital del terreno a partir de las hojas topográficas a escala 1:50.000 del S.G.E.

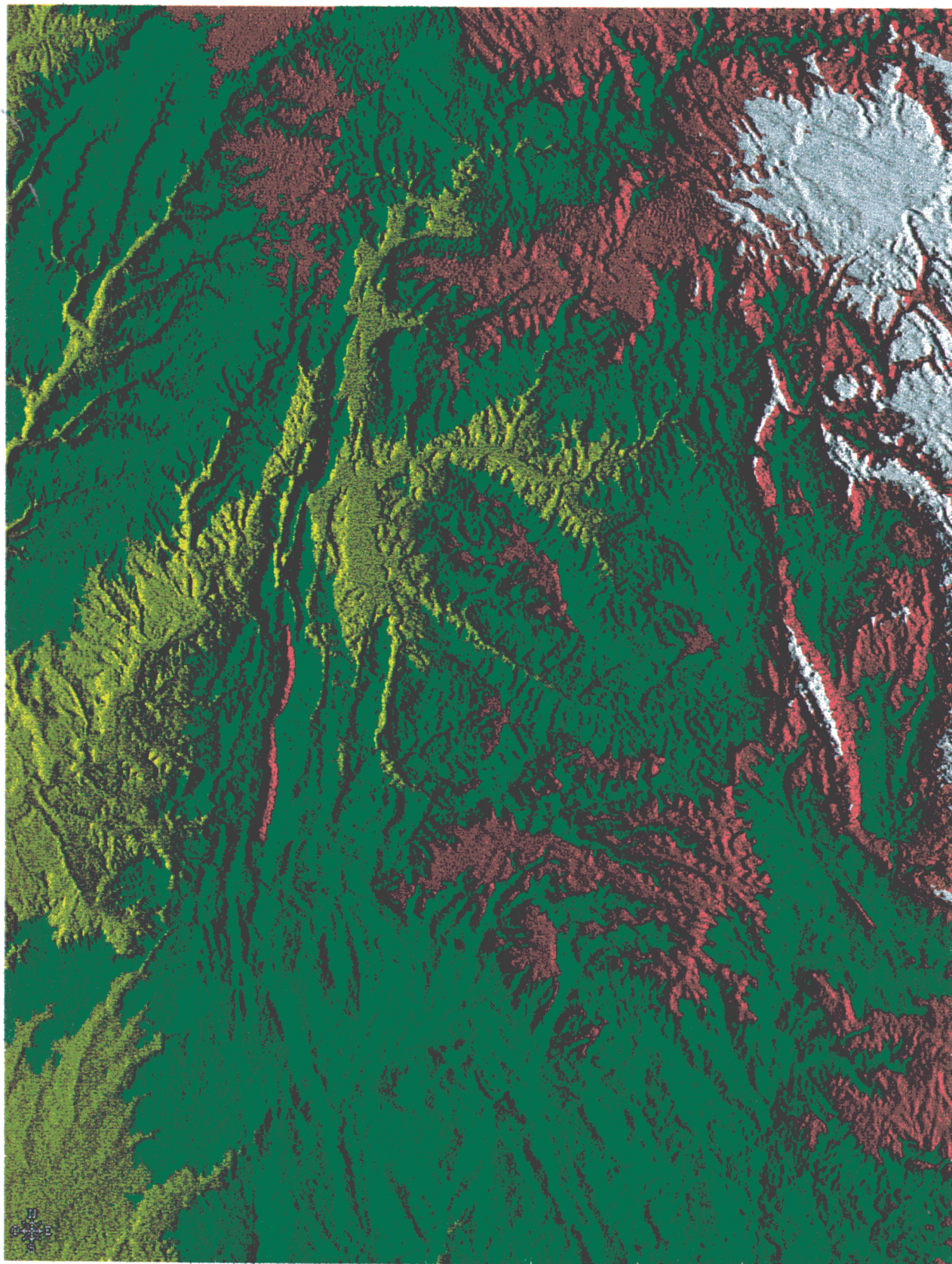


Figura 9.3.2: Modelo Digital del Terreno de la zona de estudio, con un sombreado artificial desde un foco orientado 45/170°.

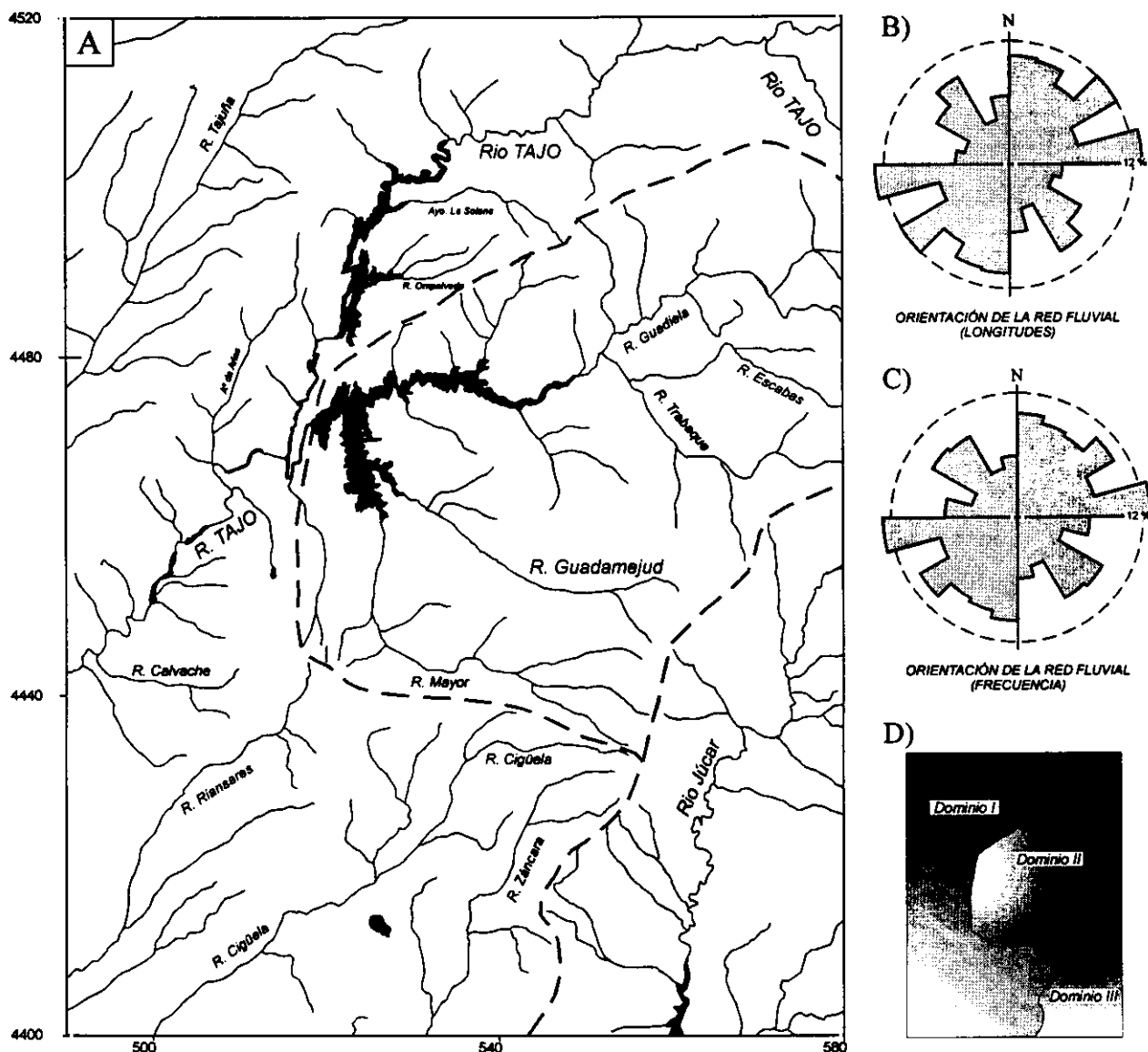


Figura 9.3.3: A) Red fluvial de la zona estudiada, B) y C) Rosas de direcciones de los cursos fluviales y D) Dominios con patrón de drenaje diferenciados.

El análisis de los elementos lineales se ha realizado mediante la interpretación de las imágenes y su posterior digitalización como elementos vectoriales (orientación, posición y longitud). Una vez obtenidos todos los datos de lineamientos, se han realizado rosas de direcciones de los mismos, ponderando tanto la magnitud de los lineamientos (% del total de las longitudes), como las frecuencias (considerando cada lineamiento como un vector unitario). Además, y para analizar su distribución espacial, se han representado las diferentes familias de orientaciones en planta. El último paso de este análisis ha consistido en el contraste entre los resultados obtenidos con las diferentes aproximaciones.

A) Orientaciones de los cursos fluviales

La red fluvial de la zona de estudio presenta unas orientaciones muy bien definidas, tal y como se puede observar en las rosas de direcciones construidas ponderando la longitud y la frecuencia (fig. 9.3.3). De este modo, se distinguen cuatro direcciones principales: ENE, NE, NNE y NO.

Además de estas orientaciones preferentes de los cursos fluviales, es posible distinguir una serie de áreas o *dominios* donde el patrón de la red de drenaje es diferente. Estos dominios (denominados I, II y III) se muestran, a modo de esquema, en la figura 9.3.3.

✧ **Dominio I:** Este área incluye la cuenca de Madrid, el tercio meridional de la cuenca de Loranca y el sector de enlace entre ambas cuencas. Se caracteriza por una red fluvial que drena hacia el SO, con los principales cursos fluviales (Tajo, Tajuña, Cigüela, Riansares y Zancara) orientados NE-SO. Estos ríos presentan afluentes y arroyos perpendiculares (Tajo) y subparalelos (Tajo y Cigüela) a la orientación de sus cursos.

✧ **Dominio II:** Incluye la parte central de la cuenca de Loranca y su unión con la Cordillera Ibérica. Se caracteriza por presentar un drenaje de tipo centrípeto hacia un punto situado entre la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira, en las proximidades del cierre del embalse de Buendía. En este área los cursos fluviales drenan hacia el SE (Guadiela), N (Mayor), NO (Guadamejud, Trabaque), O (Escabas) y S (Garigay).

✧ **Dominio III:** Comprende el extremo sur-oriental de la zona de estudio, y se caracteriza por presentar un drenaje general hacia el S, siendo el principal curso fluvial el Júcar.

B) Orientaciones de las lineamientos morfoestructurales obtenidos a partir de las imágenes Landsat

Las lineaciones morfotectónicas muestran tres direcciones principales, aunque presentan algunas variaciones en su orientación en función de la escala a las que se observen (1:100.000 y 1:250.000): NE-SO, NO-SE y ENE-OSO. Además, también se aprecian diferencias en la distribución de las orientaciones si se pondera la longitud de las fracturas, o bien la frecuencia de las mismas.

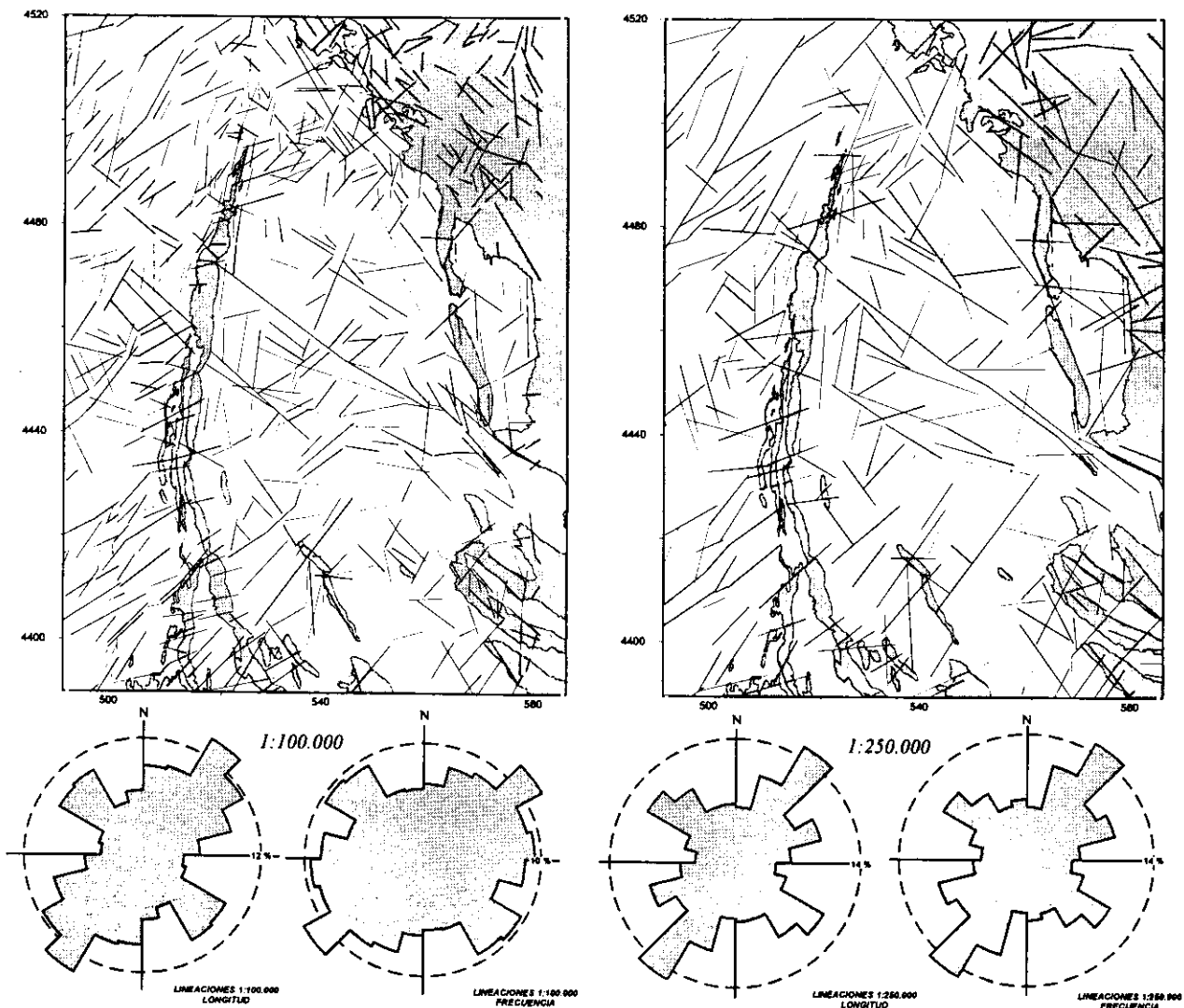


Figura 9.3.4: Cartografía de los principales lineamientos morfoestructurales y rosas de direcciones ponderando longitudes y frecuencias a escala 1:100.000 (izquierda) y 1:250.000 (derecha).

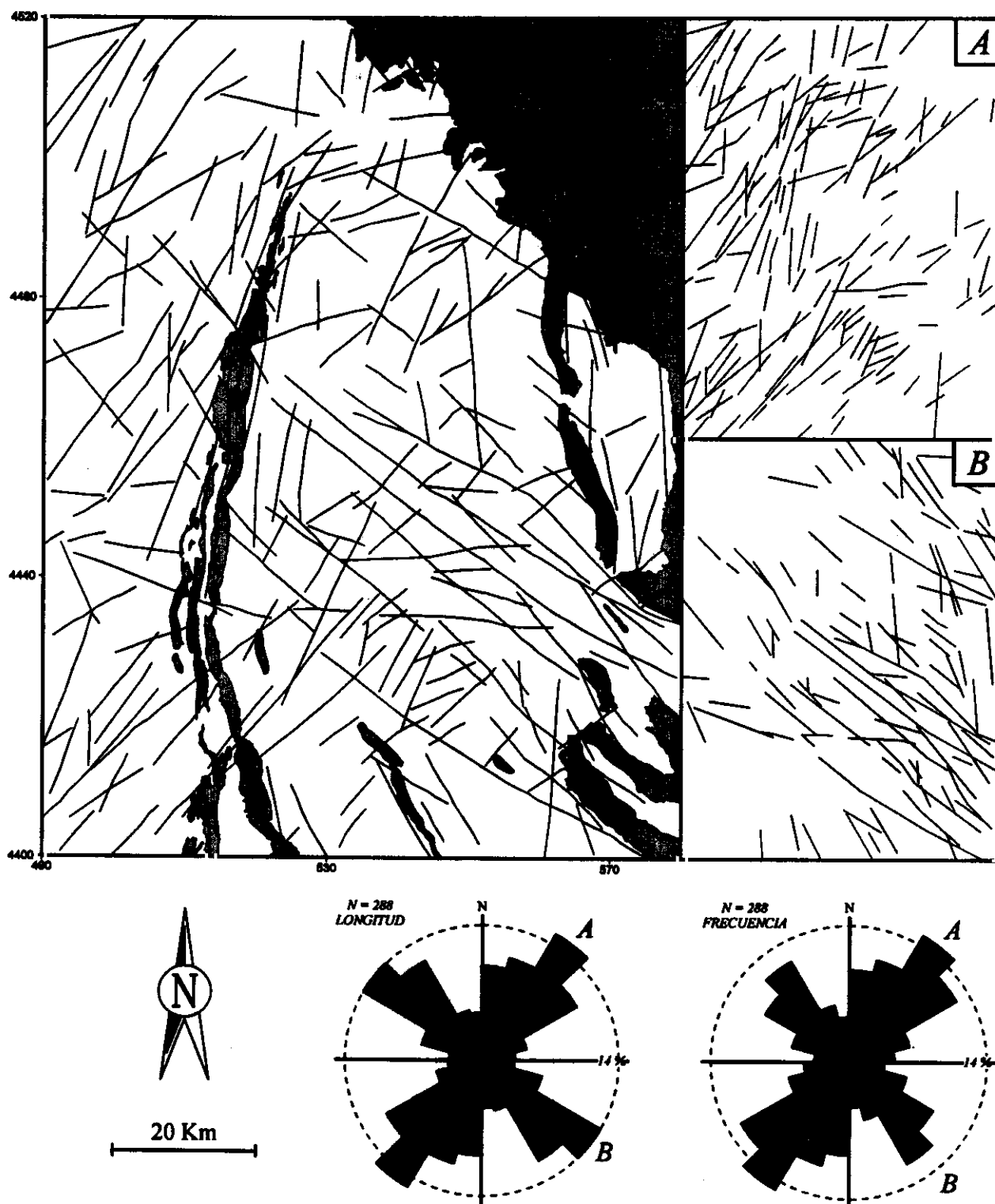


Figura 9.3.5: Proyección de los lineamientos y rosas de direcciones deducidos de los sombreados analíticos y de los mapas de orientaciones de las pendientes del Modelo Digital del Terreno.

♦ *Escala 1:250.000:* En la rosa de direcciones que pondera las longitudes se pueden observar las tres direcciones principales descritas (NE, NO y ENE), mientras que en la rosa que pondera las frecuencias es posible distinguir una pequeña moda según NNO.

La escasa variación de los resultados entre las frecuencias relativas en las dos rosas de direcciones indica que, a esta escala de observación, hay una buena relación entre el tamaño y frecuencia de los lineamientos morfotectónicos.

❖ *Escala 1:100.000*: En la rosa de longitudes, las modas correspondientes a las direcciones NE y ENE se funden en un único máximo con una dirección media NE-SO. En la rosa que pondera las frecuencias se produce un aumento del peso relativo de la familia NO-SE y aparece una pequeña moda orientada E-O. El hecho de aparezca una familia adicional E-O cuando se pondera la frecuencia, indica que estos lineamientos son de pequeña longitud pero relativamente numerosos.

De la comparación entre ambas escalas se puede concluir que existen dos direcciones principales de lineamientos: NE-SO (que se descompone en dos máximos menores a gran escala) y NO-SE.

Por lo que se refiere a la distribución espacial de las lineaciones, cabe destacar que las orientaciones NE-SO son claramente dominantes en la cuenca de Madrid, mientras que las NO-SE son mayoritarias en la Cordillera Ibérica. En el sector intermedio (mitad meridional de la cuenca de Loranca) coexisten las dos familias de lineamientos principales.

C) Orientaciones de los lineamientos morfoestructurales obtenidos del Modelo Digital del Terreno

Para analizar los lineamientos morfoestructurales, se han sombreado artificialmente los modelos digitales del terreno con focos de luz dispuestos en seis orientaciones diferentes. Para la cartografía de estos elementos, además de las imágenes iluminadas, también se han utilizado mapas de orientaciones de pendientes y de magnitudes de las mismas, así como los mapas de superficies que se describen en el apartado siguiente.

Si representamos las rosas de direcciones de los lineamientos que se obtienen, tanto ponderando las longitudes, como las frecuencias (fig. 9.3.5), aparecen dos modas principales: NE-SO (moda A) y NO-SE (moda B).

La distribución espacial de los lineamientos es similar a la que se obtenía con las ortoimágenes *Landsat*: la familia NE-SO es dominante en la cuenca del Tajo, mientras que la familia NO-SE está más extendida en la Cordillera Ibérica y en la mitad meridional de la cuenca de Loranca.

Conviene destacar que, al contrario que con la imagen *Landsat* a escala 1:100.000 y en la red fluvial, no aparece la moda E-O.

D) Discusión

Para discutir las relaciones entre las morfoestructuras lineales y la fracturación, resulta interesante comparar los resultados de las dos aproximaciones, que además, puede servirnos para ver la relación entre fracturación y morfoestructura a diferentes escalas de observación.

El análisis de los elementos morfoestructurales lineales, llevado a cabo desde tres fuentes de información diferentes, muestra que existen dos direcciones principales a escala regional en la zona de estudio: a) NE-SO y b) NO-SE:

A) Lineamientos morfoestructurales NE-SO: Son los más importantes y abundantes. Controlan la red fluvial en la mitad oriental en la zona de estudio (cuenca de Madrid y mitad meridional de la Sierra de Altomira. Si se analizan las distribuciones a una escala mayor (1:250.000), esta familia se puede descomponer en dos direcciones: N30E y N60E.

B) Lineamientos morfoestructurales NO-SE: Es la segunda moda en importancia, y al contrario que la anterior, no se descompone en dos direcciones si se analizan los lineamientos a una escala mayor. También ejercen un control importante de la red fluvial, especialmente en la Cordillera Ibérica.

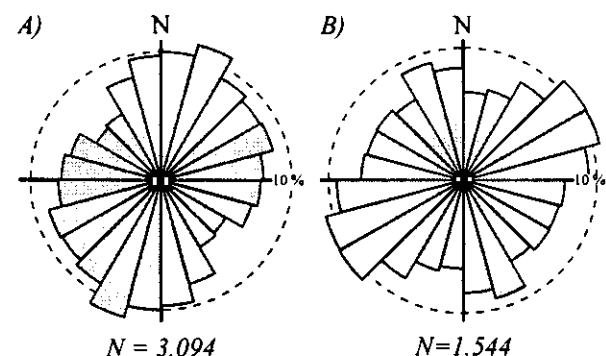


Figura 9.3.6: Rosas de direcciones de los planos de falla medidos a escala mesoestructural descritos en los capítulos 6 y 9. A) Fallas correspondientes a todos los campos de paleoesfuerzos (Oligoceno-actualidad). B) Fallas correspondientes a los esfuerzos activos desde el Mioceno medio - actualidad (campos de esfuerzos "Guadarrama" y "Reciente").

C) Lineamientos morfoestructurales N-S: El peso relativo de esta familia es mucho menor que el de las otras dos obtenidas a partir de las imágenes *Landsat* y los *MDT*. Sin embargo, la red fluvial refleja claramente esta dirección, y su distribución espacial es máxima en las proximidades de las sierras de Altomira y de Bascuñana, aunque también aparecen estas orientaciones de un modo aislado por el resto de la zona de estudio.

En la figura 9.3.6 se representan las fallas medidas en el campo, distinguiendo A) el total de fallas medidas, y B) las fallas correspondientes al campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* y al *Reciente* (Mioceno medio - actualidad). En la rosa de direcciones correspondiente al conjunto total (fig. 9.3.6A) se observa una distribución con un moda principal NNE-SSO y otra menor ENE-OSO, mucho peor definida. Por el contrario, si representamos las fallas correspondientes a los campos de esfuerzos activos desde el Mioceno medio hasta la actualidad (fig. 9.3.6B), obtenemos dos direcciones principales: NE-SO, y otra NNO-SSE con una moda menor según NE-SO.

Por lo tanto, resulta bastante evidente el hecho de que los principales lineamientos morfoestructurales en el borde oriental de la cuenca del Tajo responden, en mayor grado, a la actividad de los esfuerzos activos desde el Mioceno medio hasta la actualidad, con la excepción del sector central de la Sierra de Altomira, donde las estructuras compresivas N-S desarrolladas en la cobertera durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior, ejercen un control fisiográfico importante y condicionan el patrón de la red fluvial en esa zona.

9.3.2 - ELEMENTOS MORFO-ESTRUCTURALES PLANARES

Si representamos la distribución de cotas y de pendientes de la topografía de la zona de estudio (fig. 9.3.7), podemos observar la presencia de un claro máximo entre los 700 y los 1000 m de altura, y unas pendientes dominantes menores del 10 %. Estos datos nos indican que uno de los rasgos característicos del borde oriental de la cuenca del Tajo es la presencia de amplias zonas relativamente planas.

Para analizar las características y distribución de estas superficies, así como su relación con los elementos morfoestructurales

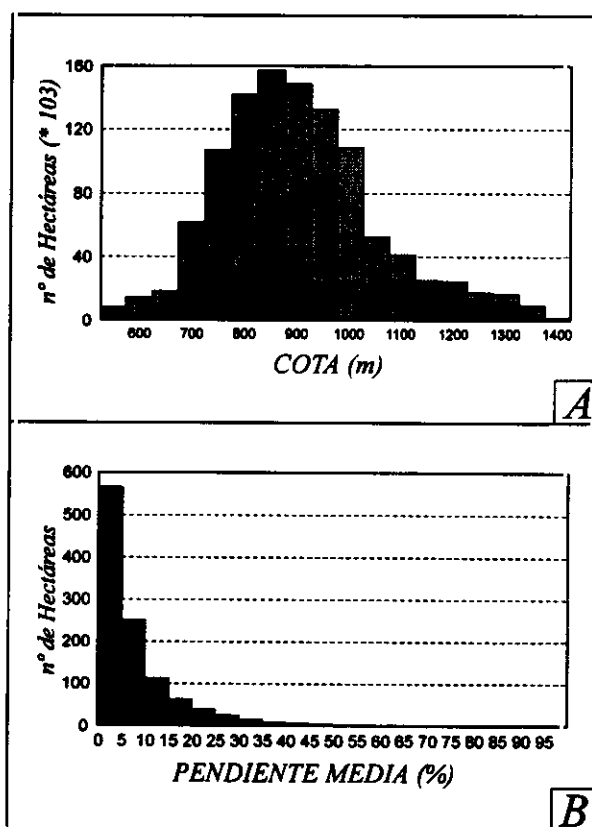


Figura 9.3.7: Histogramas de frecuencias, en n° de hectáreas, de: A) Valores de cota topográfica media (m) y B) pendiente media (en %).

lineales, vamos a utilizar un mapa donde se representa la cota (m) en las zonas con topografía planas (con una pendiente media menor del 6%, fig. 9.3.7). Este tipo de representación, junto con la topografía sombreada, nos permite cartografiar la orientación de las superficies, y la presencia de rupturas y pliegues de gran escala, que son difícilmente detectables con otros métodos más convencionales.

A partir de estas imágenes, se han podido seleccionar una serie de elementos fisiográficos de gran escala presentes en la zona de estudio, entre los que destacan: superficies planas con buzamientos regionales, flexiones antiformales y sinformales de gran radio, y relieves estructurales.

La distribución espacial de estos elementos morfológicos en la zona de estudio no es aleatoria, sino que es posible observar algunas relaciones entre el tipo y orientación de los elementos morfológicos y su localización geográfica.

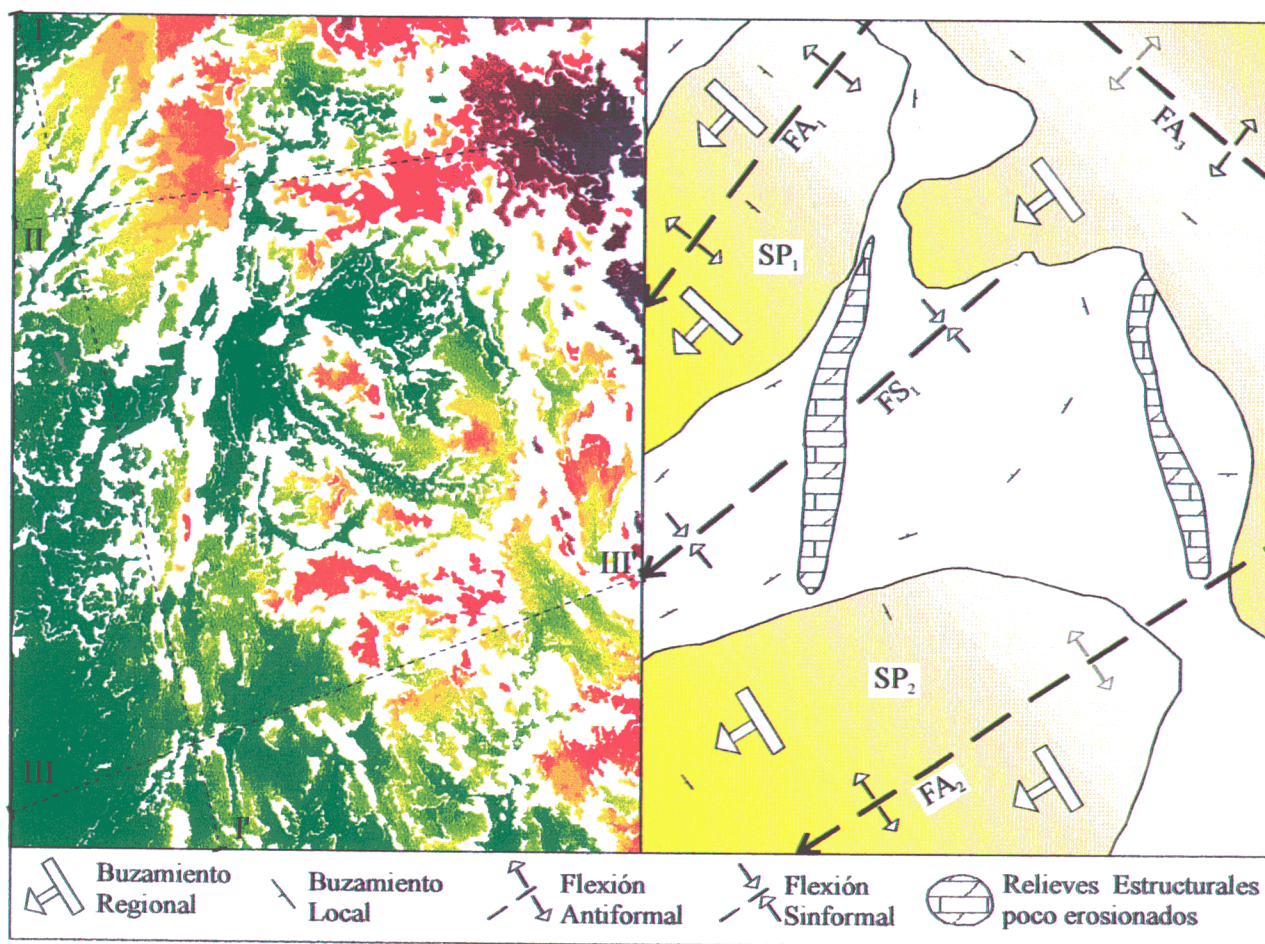


Figura 9.3.8: Mapa de elevación topográfica de las zonas con pendientes menores del 6% (izquierda) con la localización de los perfiles topográficos de la figura 9.3.9. A la derecha se muestra el esquema interpretativo de las principales estructuras fisiográficas de gran escala (ver texto para la explicación).

A) Superficies planas

Se han detectado dos superficies planas suavemente inclinadas hacia el SO en la zona de estudio (fig. 9.3.8): la más importante (SP_1) corresponde con la *superficie del Páramo*, se sitúa en el tercio septentrional de la zona de estudio, y se extiende desde el centro de la cuenca de Madrid hasta la Cordillera Ibérica. La segunda (SP_2) se sitúa en el cuadrante suroccidental de la zona de estudio, extendiéndose hasta el interior de la cuenca de Loranca. Aunque ambas superficies presentan un buzamiento regional similar, existen diferencias entre ambas:

✧ La *superficie del Páramo* (SP_1) presenta unos flancos muy bien definidos, con buzamientos de los mismos hacia el NO y SE, presencia de numerosas fallas, y un elevado encajamiento de la red fluvial.

✧ La superficie meridional (SP_2) presenta unos límites septentrionales y orientales peor definidos. No obstante, es posible observar una

suave pendiente regional hacia el NO en su límite septentrional.

B) Flexiones de gran radio

A partir del análisis de la topografía, resulta posible distinguir cuatro suaves flexiones (figs. 9.3.8 y 9.3.9): 1) dos antiformas y una sinforma de dirección NE-So distribuidas en la parte occidental y central de la zona de estudio, y 2) una antiforma NO-SE cuyo eje se sitúa alo largo de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

1) Las Flexiones NO-SE

✧ La más flexión antiformal más importante (FA_1), es la que afecta a la *superficie del Páramo*, ya que, aunque presenta una inclinación regional hacia el SO, su flanco meridional buza hacia el SE y su flanco septentrional hacia el NO.

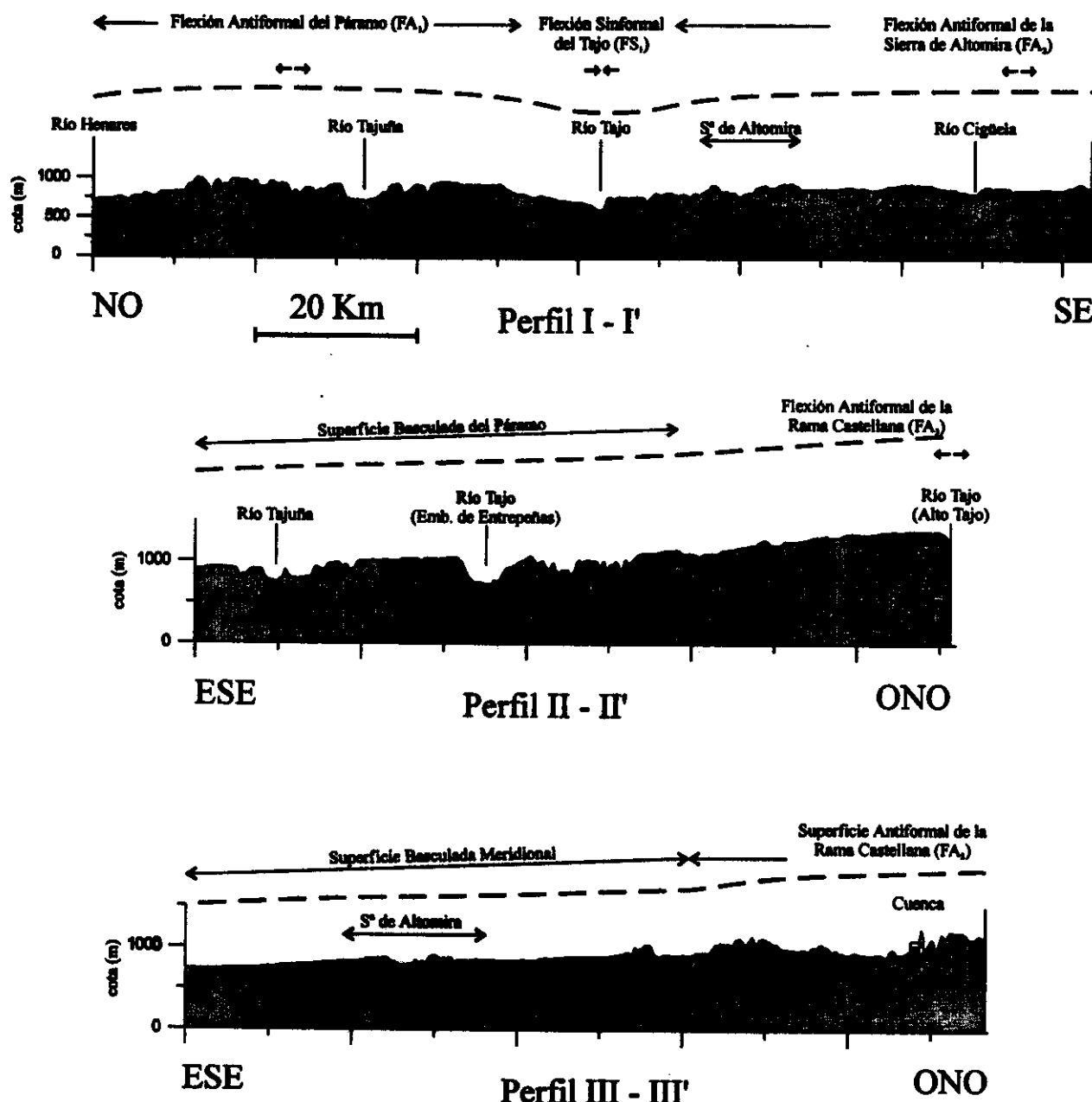


Figura 9.3.9: Perfiles topográficos realizados a partir del MDT mostrados en la figura 9.3.8. En el perfil I-I' se observan las dos flexiones antiformales de dirección NE-SO. En el perfil II-II' se observa la superficie basculada del Páramo hacia el SE, y el flanco occidental de la flexión antiformal de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. En el perfil III-III' es posible distinguir la superficie basculada meridional de la Sierra de Altomira, la fuerte erosión de los relieves mesozoicos del Sector Meridional de la Sierra de Altomira, y la peor definición de la superficie antiformal de la Cordillera Ibérica.

◊ Paralelamente a la anterior, pero situada más hacia el S, aparece la flexión antiformal meridional (FA₂), situada entre el extremo SO de la zona de estudio y el eje de la cuenca de Loranca. Presenta una geometría mucho más laxa que la FA₁, siendo su flanco septentrional el que presenta una geometría más marcada.

◊ La flexión sinformal detectada (FS₁) se sitúa entre la superficie del Páramo y la superficie

meridional (FA₂). El eje de la misma tiene una orientación NE-SO y se localiza entre Estremera (en el extremo occidental del Tajo) y Villalba del Rey, en el interior de la cuenca de Loranca. Esta flexión sinformal es asimétrica, con un flanco meridional mucho más suave que el septentrional. De este modo, resulta difícil establecer el límite entre la flexión sinformal del Tajo y la superficie meridional.

2) La Flexión NO-SE de la Cordillera Ibérica

La otra flexión antiformal (FA₃) se desarrolla a lo largo de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, con una traza axial orientada NO-SE entre Zaorejas y Beteta. El flanco oriental de esta flexión enlaza con la *superficie del Páramo* en el tercio septentrional de la zona de estudio (perfil II, fig. 9.3.9), y afecta claramente, tanto a las estructuras mesozoicas, como a los materiales del Mioceno superior y Plioceno.

C) Relieves estructurales

Se desarrollan debido a la mayor resistencia a la erosión de los materiales carbonatados mesozoicos frente a los sedimentos terciarios. Los

más relevantes se sitúan a lo largo del sector central de la Sierra de Altomira y en la Sierra de Bascuñana. Sin embargo, también aparecen relieves estructurales residuales en el tercio meridional de la Sierra de Altomira y en su enlace con la Cordillera Ibérica.

Resulta interesante destacar que los principales relieves estructurales de la Sierra de Altomira coinciden con la interferencia entre las estructuras compresivas terciarias y la flexión sinformal del río Tajo. Por el contrario, los anticlinorios mesozoicos del sector meridional de la Sierra de Altomira se encuentran biselados por la superficie meridional SP₂, estando los relieves estructurales de este sector de la Sierra de Altomira muy erosionados (fig 9.3.9, perfil III-III').

9.4 - ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD

En áreas intraplaca con sismicidad baja, como es el caso de la zona de estudio, su análisis resulta complicado, tanto por el escaso número de sismos, como por su baja magnitud. Sin embargo, el estudio de la sismicidad en este tipo de áreas ha experimentado un creciente interés durante los últimos años debido a que permite comprender,

tanto el estado de esfuerzos en amplias zonas de la corteza, como los mecanismos tectónicos de acomodación de la deformación en las áreas alejadas de los límites de las placas. En este sentido, el análisis sismotectónico de la zona de estudio nos permite completar la evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo, en lo referente a los campos de esfuerzos y a la cinemática de las estructuras.

Recientemente, se ha realizado una Tesis Doctoral sobre la neotectónica y sismotectónica del sector centro-oriental de la cuenca del Tajo dentro de nuestro equipo de trabajo (Giner, 1996). En este trabajo se incluye el análisis de los sismos presentes en el centro peninsular hasta el año 1992, y se propone un modelo sismogenético para gran parte de nuestra zona de estudio. En este capítulo vamos a completar la información analizada por Giner (1996) con algunos datos puntuales y recientes, para discutir tanto la validez del modelo, como su posible extrapolación hacia el S y el E.

Para poder alcanzar estos objetivos, en este apartado se van a realizar los siguientes pasos:

A) Una breve síntesis de los datos y características de los esfuerzos activos y del modelo sismotectónico del centro peninsular (Giner 1996; Giner *et al.*, 1996b; De Vicente *et al.*, 1996b y c).

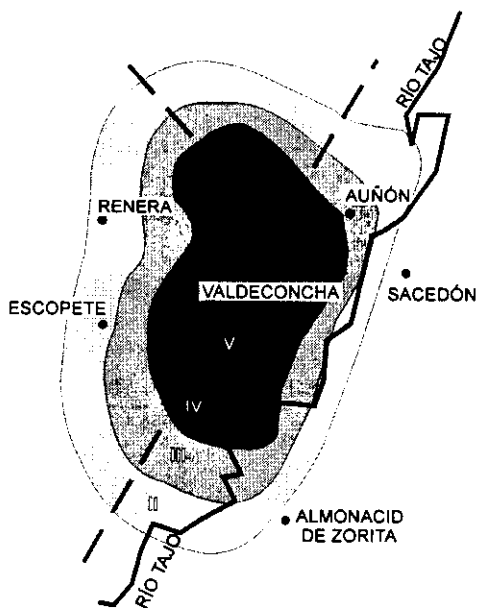


Figura 9.4.1: Mapa de isosistas del sismo de Valdeconcha (3 de Julio de 1922), con las líneas de distorsión de las isosistas con respecto a la morfología teórica de disipación de la energía en un medio homogéneo (modificado de I.G.N., 1993; en Giner, 1996).

B) Un análisis de cuatro sismos recientes situados en el interior de la zona de estudio, que incluye su relocalización y la construcción de los mecanismos focales.

C) El contraste entre nuestros resultados y los mecanismos focales obtenidos por Giner (1996), y el establecimiento del estado de esfuerzos actual en la zona de estudio.

Tabla 9.1: Listado de la sismicidad presente en la zona de estudio, recogido en el catálogo de sismos próximos del I.G.N. hasta Diciembre de 1995. HORA: Hora origen (GMT); PRO: Profundidad (Km); RMS: Error cuadrático medio (segundos); EH, Error de localización epicentral (Km); EZ: Error de localización hipocentral (Km); MAG: Magnitud mb calculada a partir de la fase Lg; INT: Intensidad máxima según la escala M.S.K. modificada; P/R: Sismo premonitorio (P) o réplica (R), (D) registro digital.

Nº	FECHA	HORA	SISMICIDAD HISTÓRICA						LONG	LAT	LOCALIZACIÓN
			PRO	RMS	EH	EZ	MAG	INT			
1	1922-01-30	00-00-00.0							02-48.0W	40-30.0N	PASTRANA.GU
2	1922-07-03	02-14-54.0						V	02-53.0W	40-28.0N	VALDECONCHA.GU
3	1942-06-16	07-54-40.0							02-30.0W	40-08.0N	CASTILLEJO-R.CU
4	1957-04-13	13-13-07.5						III	02-57.0W	39-34.0N	PEDROÑERAS.CU
Nº	FECHA	HORA	SISMICIDAD INSTRUMENTAL						LONGITUD	LATITUD	LOCALIZACIÓN
			PRO	RMS	EH	EZ	MAG	INT			
1	1979-06-30	01-44-35.9	5	1.4	8	10	4,10		02-31.2W	40-25.8N	ALCOCER.GU
2	1979-06-30	02-07-25.2	5	1.5	7	10	3,80		02-34.6W	40-32.6N	ALCOCER.GU
3	1980-02-19	12-10-56.0	5	1.4					02-59.0W	39-57.8N	TARANCON.CU
4	1982-02-23	17-59-15.2	5	1.1	3	7	4,10	V	02-45.0W	40-38.2N	DURON.GU
5	1982-04-07	17-02-04.0	15	1.3	9	15	3,20	P	02-44.0W	40-08.5N	HUETE.CU
6	1982-08-23	16-11-59.3	5	1.4	6	5	2,90		02-47.8W	40-43.7N	DURON.GU
7	1986-05-26	13-16-50.6	5	0.5	1	2	2,50		02-46.8W	39-32.5N	BELMONTE.CU
8	1987-10-19	12-54-42.9	5	0.2	1	1	3,20		03-13.8W	40-12.9N	VILLAREJO-S.M
9	1987-11-10	19-28-58.5	5	0.4	3	4	3,00		02-54.9W	39-50.6N	HORCAJO-S.CU
10	1987-11-13	03-09-28.5	15	0.2	2	3	3,00		02-57.6W	39-52.2N	HORCAJO-S.CU
11	1988-06-23	03-27-33.4	8	0.1	1	2	3,00		02-37.9W	39-32.1N	PEDROÑERAS.CU
12	1988-07-14	09-17-01.5		0.2	1		2,80		02-53.3W	39-28.7N	MOTA-CUERVO.CU
13	1988-09-15	17-24-31.9	6	0.4	4	3	3,00		02-03.2W	40-43.8N	FUEMBELLIDA.GU
14	1988-09-27	21-29-28.1		0.6	3		2,80		02-47.0W	39-35.7N	BELMONTE.CU
15	1988-10-24	04-38-51.7	9	0.4	2	2	3,00	4	03-14.0W	40-04.7N	FUENTIDUEÑA.M
16	1989-10-31	10-01-10.7	10	0.4	2	4	3,00	III	02-49.3W	40-29.7N	SACEDON.GU
17	1989-12-15	00-33-33.8	10	0.8	4	9	2,70		02-18.7W	39-29.3N	NE.S.CLEMENTE.CU
18	1990-03-18	15-03-47.8	10	0.3	3	7	2,60		02-48.3W	40-31.3N	AUÑON.GU
19	1991-09-11	02-32-36.3		0.5	6		2,80		02-56.8W	40-15.3N	MAZUECOS.GU
20	1992-01-24	09-49-32.9	1	0.5	3	3	3,30		02-20.0W	40-53.0N	ESPLEGARES.GU
21	1992-04-20	02-08-26.0	2	0,47	2	3	3,80		02-31.0W	39-32.5N	ALBERCA-ZÁN.CU
22	1992-05-12	22-59-14.5	12	0.5	3	5	2,80	R	02-36.2W	39-35.8N	ALBERCA-ZÁN.CU
23	1992-06-08	18-36-20.3	14	0.5	4	6	2,60	D	02-16.9W	40-12.9N	BASCUÑANA.CU
24	1993-02-13	04-16-36.9	4				2,90		03-15.6W	40-26.6N	ANCHUELO.M
25	1993-07-29	23-45-31.7	9	0.5	2	5	2,90	D	03-04.7W	40-26.2N	NO PASTRANA.GU
26	1994-02-14	12-03-49.47	13	0.2	1	2	2,82	D	02-36.1W	40-27.7N	ALCOCER.GU
27	1994-04-07	06-14-4.13	6	0.6	2	4	3,20	D	02-43.6W	39-45.0N	VILLAREJO-FU.CU
28	1994-07-27	05-05-03.7	14				2,60	D	02-22.9W	40-18.7N	E-GASCUEÑA.CU
29	1994-11-16	22-43-34.6	2	0.9	2	2	2,40	D	02-39.6W	39-47.1N	VILLAREJO-FU.CU
30	1994-11-23	09-33-40.0	4	0.6	2	4	2,40	D	02-23.6W	39-32.8N	S.M' CAMPO RUS.CU
31	1995-01-08	19-57-28.5	4				2,40	D	02-14.4W	39-36.4N	HONRUBIA.CU
32	1995-03-29	16-10-07.05	1	0,8	2	2,7	3,11	D	02-46.7W	39-37.7N	LOS HINOJOSOS.CU
33	1995-04-18	04-33-4.19	3				2,60	D	02-47.3W	39-46.2N	VILLAREJO-FU.CU
34	1995-04-18	07-23-18.3	3				2,70	D	02-46.3W	39-48.3N	VILLAREJO-FU.CU
35	1995-04-19	12-55-22.8	4				2,80	D	02-47.7W	39-47.3N	VILLAREJO-FU.CU
36	1995-06-03	16-16-45.3	3				3,00		02-00.3W	39-54.4N	REILLO.CU
37	1995-09-22	17-52-52.4	3				3,00	D	03-09.0W	40-03.5N	BELINCHÓN.CU
38	1995-10-01	12-15-46.1	4				2,50	D	02-30.6W	39-32.3N	ALBERCA-ZÁN.CU
39	1995-12-17	05-27-17.9	12				2,60	D	02-31.0W	39-30.4N	ALBERCA-ZÁN.CU

9.4.1 - ENCUADRE REGIONAL Y CARACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD

En la Tabla 9.1 se muestra un listado, actualizado hasta Diciembre de 1995, de los terremotos cuyo epicentro se sitúa en la zona de estudio (I.G.N., 1996). En esta tabla se puede observar la presencia de cuatro terremotos históricos, uno de los cuales alcanzó la intensidad V (Valdeconcha), y 39 terremotos instrumentales con una magnitud máxima de 4.1.

A) Sismicidad Histórica

En el borde oriental de la cuenca del Tajo existen evidencias de actividad sísmica, con cinco eventos desde principios de siglo (fig. 9.4.2) en los que se ha alcanzado una intensidad V en la escala MSK modificada (sismo de Valdeconcha; Rey Pastor, 1925; IGN, 1993). El mapa de isosistas del sismo de Valdeconcha (fig. 9.4.1), presenta una elongación según NNE, coincidente con la orientación del valle del río Tajo y con abundantes fallas superficiales cuaternarias.

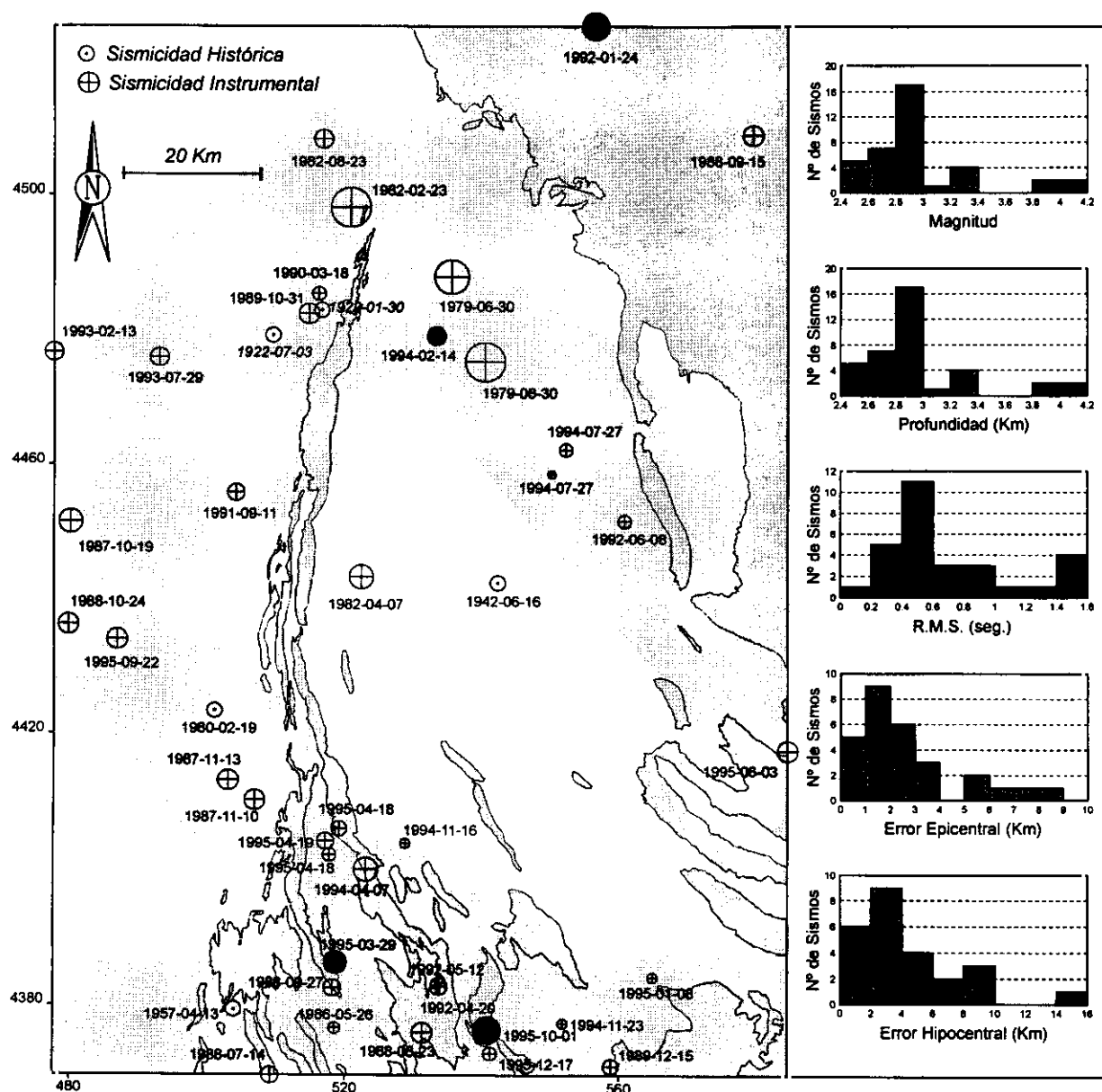


Figura 9.4.2: Distribución epicentral de los terremotos instrumentales e históricos en la zona de estudio hasta Diciembre de 1995 (catálogo de sismos próximos del I.G.N.), con las bandas de máxima concentración de epicentros. A la derecha se muestran los histogramas de distribución de Magnitud, Profundidad, RMS y Errores Epi e Hipocentrales mostrados en la Tabla 9.1. El tamaño del círculo es proporcional a la magnitud del evento, y en oscuro se marcan los epicentros de los cuatro terremotos a los que se les ha calculado el mecanismo focal.

B) Sismicidad Instrumental

Por lo que se refiere a la actividad sísmica recogida en la zona de estudio de un modo instrumental, existen un total de 39 eventos, con unas magnitudes que oscilan entre 2.4 y 4.1. Si se analiza su distribución epicentral (fig. 9.4.2), los terremotos se concentran fundamentalmente a lo largo de tres bandas:

A) Una banda de dirección NE-SO situada entre la cuenca de Madrid y el extremo septentrional de la Sierra de Altomira.

B) Dos bandas orientadas NO-SE situadas entre la cuenca de Madrid y el sector meridional de la Sierra de Altomira, y entre el extremo N de dicha Sierra y la Sierra de Bascuñana.

C) Una banda E-O situada en el extremo meridional de la Sierra de Altomira.

Además de estas zonas de máxima concentración, existen terremotos más aislados en el interior de la cuenca de Loranca y en la Cordillera Ibérica.

C) Encuadre regional

Giner (1996) ha realizado un análisis neotectónico y sismotectónico del sector centro-oriental de la cuenca del Tajo, que incluye el cálculo de 22 mecanismos focales distribuidos por el centro peninsular, con magnitudes que oscilan entre 3.0 y 4.1, y profundidades entre 2 y 11 Km (fig. 9.4.3). Este autor, aplicando técnicas similares a las empleadas en este trabajo, junto con la determinación del tensor de esfuerzos actual siguiendo a Rivera y Cisternas (1990), ha interpretado su génesis en función de dos procesos que se superponen en el sector centro-oriental de la cuenca del Tajo:

A) Un campo de esfuerzos compresivo regional en régimen general de desgarre, con σ_{HMAX} orientado NO-SE, y que está relacionado con el proceso de convergencia entre las placas Africana y Euroasiática dominante desde el Mioceno superior (Dewey *et al.*, 1989; Albarello *et al.*, 1995).

B) Un campo de esfuerzos local, de tipo extensivo, que presenta los ejes principales de esfuerzo σ_1 y q permutados respecto al campo regional. Este campo de esfuerzos permutado estaría asociado a la presencia de una flexura cortical NE-SO, paralela al Sistema Central y situada entre los ríos Henares y Tajo (Van Wees *et al.*, 1995; De Vicente *et al.*, 1996b).

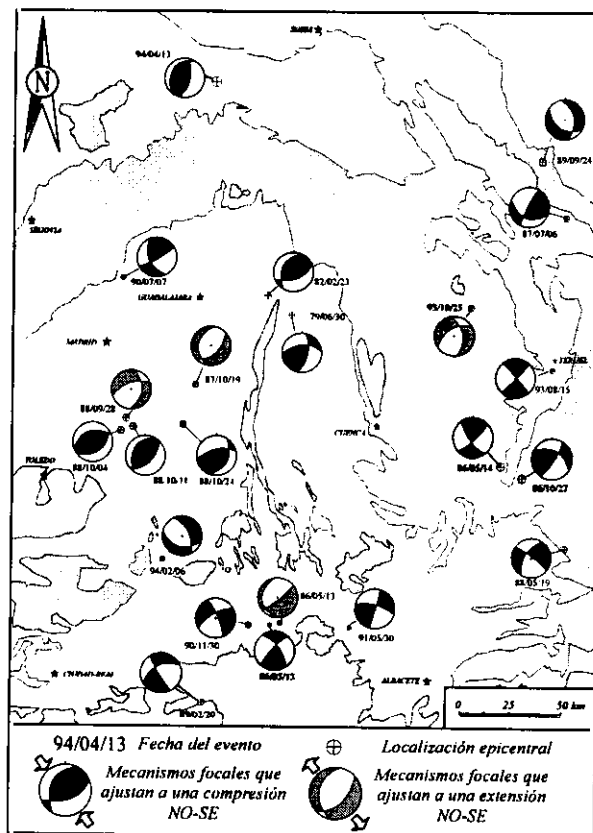


Figura 9.4.3: Mecanismos focales calculados por Giner (1996) en el centro peninsular (cuatro de los cuales se encuentran incluidos en la zona de estudio). Los mecanismos que presentan la zona de dilatación en negro ajustan a una compresión NO-SE y los que la presentan en gris a una extensión NO-SE (modificado de Giner, 1996).

9.4.2 - ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD EN LA ZONA DE ESTUDIO

El análisis de la sismicidad en la zona de estudio incluye tres aspectos fundamentales: A) Elección de los sismos con mejores parámetros de calidad, B) Relocalización de los eventos elegidos, y C) Análisis de los datos (construcción de los mecanismos focales y cálculo del tensor de esfuerzo asociado).

A) Elección de los sismos (Selección previa)

La determinación de los sismos susceptibles de ser analizados con unas mínimas garantías de calidad, y que no hubieran ya sido tratados por Giner (1996), ha consistido en considerar tres parámetros: fecha, magnitud y número de observaciones.

✧ Por lo que respecta a la fecha se han analizado los sismos pertenecientes al intervalo 1992-1995, ya que los anteriores han sido previamente analizados por Giner (1996).

✧ La magnitud de los sismos elegidos ha sido superior a 2.8. En un principio se consideraron exclusivamente los eventos con $M_b \geq 3.0$, pero posteriormente se incluyó un sismo de magnitud 2.82, ya que presentaba una buena calidad en la lectura de las polaridades.

✧ Se estableció un número mínimo de 12 observaciones en las que se disponía de los tiempos de llegada de las ondas P y S a las diferentes estaciones (al menos seis llegadas de la onda P).

Una vez hecha la primera selección, que incluía siete eventos, se procedió a la lectura de los tiempos de llegada y la polaridad de las ondas P en las diferentes estaciones. Una vez leídas todas las polaridades posibles, se realizó un último filtrado en función del número de polaridades (NP) leídas para cada terremoto. Aunque en principio sólo se planteó considerar los eventos con un $NP \geq 6$, finalmente se incluyeron otros dos sismos que presentaban 5 polaridades debido a la buena distribución espacial de las estaciones, y/o a la buena calidad de las polaridades. El resultado final del proceso filtrado condujo a la selección de los cuatro terremotos mostrados en la Tabla 9.2.

B) Relocalización de los Terremotos

El objetivo de la relocalización en este trabajo consiste en obtener los nuevos parámetros iniciales del evento para la construcción del mecanismo focal del terremoto, a partir de los tiempos de llegada de las ondas a las diferentes estaciones del I.G.N. El proceso de relocalización se ha realizado mediante la aplicación del programa HYPOINVERSE (Klein, 1978), obteniendo como resultados finales los dos ángulos necesarios para la construcción del mecanismo focal (azimut e inmersión de las ondas P correspondientes a cada

estación), así como unos parámetros que nos permiten estimar la calidad de la solución. Para el cálculo de relocalización se ha utilizado el modelo estratificado de corteza y la relación V_p/V_s que utiliza el I.G.N. (1992).

Los resultados que hemos obtenido (Tabla 9.2) son parecidos a los obtenidos por el I.G.N. en sus catálogos de sismos próximos, siendo la diferencia media en la localización epicentral de 5.6 Km y en localización hipocentral de 2.21 Km. Las mayores variaciones en localización respecto a los datos del I.G.N., se corresponden al sismo de los Hinojosos para el error horizontal (11.6 Km) y para el de Alberca de Zancara para el error vertical (5 Km).

Los terremotos de Esplegares y de los Hinojosos son muy superficiales (< 3 Km), mientras que el más profundo es el de Alcocer (15.6 Km). El sismo que presenta una mejor calidad es el de Alberca de Zancara, ya que es el que tiene una magnitud mayor (3.82), un R.M.S. bajo (0.4 seg.) y el mayor número de polaridades leídas ($NP = 9$).

C) Análisis poblacional de mecanismos focales

Para el análisis y determinación de los mecanismos focales se asume que los eventos se deben acomodar a un estado de esfuerzos común. La metodología de análisis que vamos a seguir consiste en el *Método de Análisis Poblacional Ponderado de Mecanismos Focales* (MAPPMEF, Giner, 1996). Se ha elegido este método, y no otros como el *Método de Determinación Simultánea del Tensor de Esfuerzos y de los Mecanismos Focales* (MEDTEM, Rivera, 1989; Rivera y Cisternas, 1989), debido al escaso número de eventos a tratar, y por otra parte, con el objetivo de que los resultados sean comparables a los de Giner (1996).

Tabla 9.2: Listado de los cuatro terremotos seleccionados para su análisis, con los parámetros de localización calculados con el programa HYPOINVERSE (Klein, 1978).

Nº	FECHA	HORA	LONGITUD	LATITUD	PRO	RMS	EH	EZ	MAG	NP	LOCALIZACION
1	1992-01-24	09-49-31.9	02-23.36W	40-51.8N	0,5	0,58	2,6	2,6	3,29	6	ESPLEGARES.GU
2	1992-04-20	02-08-26.0	02-32.12W	39-31.47N	7,5	0,42	0,5	1,6	3,82	9	ALBER.ZÁNCARA.CU
3	1994-02-14	12-03-49.65	02-36.99W	40-27.18N	15,6	0,29	0,8	1,7	2,82	5	ALCOCER.GU
4	1995-03-29	16-10-06.81	02-47.57W	39-37.06N	0,5	0,57	1,2	2,3	3,11	5	LOS HINOJOSOS.CU

1 - Análisis Poblacional Ponderado de Mecanismos Focales (MAPPMEF, Giner, 1996)

La filosofía del método consiste en construir todos los posibles mecanismos focales que ajusten el máximo número de polaridades para cada evento, y ponderar el posible número de

construcciones con un parámetro de calidad basado en la magnitud, el RMS y el porcentaje de aciertos en las polaridades (*Score*). La construcción de todos los posibles mecanismos focales se ha realizado con el programa MF96 (Núñez Cornú, 1987; Cabañas *et al.*, 1996), considerando un intervalo en dirección y buzamiento entre los planos nodales de 5°, hasta

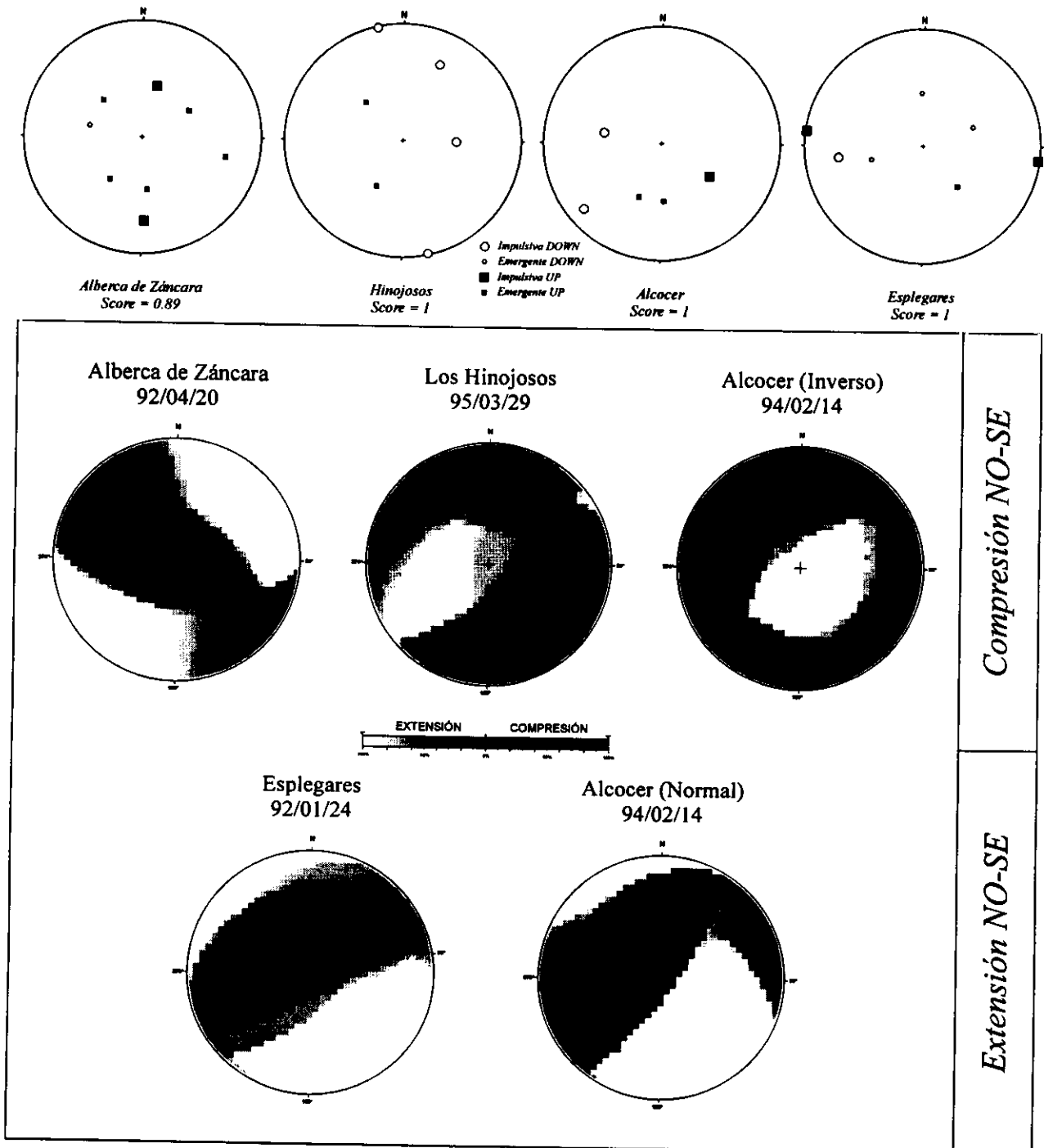


Figura 9.4.4: Representación en la red de Wulff (semiesfera inferior) de las estaciones y el carácter de las mismas correspondientes a los cuatro terremotos analizados. Abajo se muestran los diagramas de diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) considerando todas las posibles construcciones del mecanismo focal con intervalos de 5°. Los sismos de Alberca de Zancara e Hinojosos se acomodan a una compresión NO-SE, el de Esplegares a una extensión NO-SE, y el de Alcocer admite las dos posibilidades (ver texto para la explicación).

obtener una relación de polaridades explicadas / totales (*Score*) máxima para cada una de las construcciones. El resultado final que se obtiene es una población de mecanismos focales para cada terremoto [P(MF)] que es variable en función del número y disposición de las polaridades de cada evento.

Para los dos terremotos con NP = 5 (Hinojosos y Esplegares), se ha restringido el número total de posibles construcciones del mecanismo focal, teniendo en cuenta el carácter impulsivo o emergente de la primera llegada de la onda P. De este modo, se han desechado aquellas posibles construcciones del mecanismo focal en las que las estaciones impulsivas estaban próximas a uno de los planos nodales.

2 - Análisis de los Planos Nodales

En la figura 9.4.4 se muestran las polaridades de las estaciones y su carácter, así como los diagramas de diedros rectos construidos con todos los posibles mecanismos focales para cada uno de los cuatro terremotos analizados. En un primer análisis, los eventos de Alberca de Záncara, Hinojosos y Esplegares producían un único tipo de diagrama, aunque con cierta dispersión, con compresión NO-SE (los dos primeros) o con extensión NO-SE (Esplegares).

El diagrama del terremoto de Alcocer, por el contrario, quedaba muy mal definido, debido a que admitía construcciones de mecanismo de tipo normal o inverso, con los planos nodales orientados subparalelamente. Por este motivo, en este caso se separaron en dos grupos los mecanismos focales posibles en función de su carácter normal o inverso, y se analizaron por separado (fig. 9.4.4). Así, el diagrama correspondiente a los posibles mecanismos de tipo normal es similar al obtenido para el terremoto de Esplegares (extensión NO-SE). Por el contrario, el diagrama correspondiente al conjunto de mecanismos focales inversos se acomoda a una compresión NO-SE.

3 - Determinación del plano de falla de cada mecanismo focal

El establecimiento del plano de falla entre los dos planos nodales, para cada una de las construcciones de mecanismo focal, se ha realizado mediante la metodología propuesta por De Vicente

(1988) y Capote *et al.* (1991), basada en la aplicación del *modelo de deslizamiento* (Reches, 1983; De Vicente, 1988). De esta forma, resulta posible deducir una población de fallas para cada uno de los cuatro sismos analizados. Cada una de las cuatro poblaciones se compone de cada uno de los planos nodales que se ajusta, según el *modelo de deslizamiento*, al carácter normal (compresión en la vertical) o inverso (extensión en la vertical) del mecanismo focal.

Antes de analizar los planos de falla de todos los mecanismos focales posibles, es imprescindible asignar un peso estadístico a cada uno de los terremotos en función de su calidad. Para ello, se ha utilizado el mismo criterio que Giner (1996), que establece un número de 20 fallas (NF) para un sismo de calidad máxima, en función de un parámetro de calidad basado en la magnitud, *Score* y número de polaridades de cada mecanismo focal (Tabla 9.3). El hecho de utilizar, tanto la misma metodología, como el criterio de ponderación, nos va a permitir comparar directamente los resultados para los cuatro terremotos analizados, con los obtenidos por este autor para el centro peninsular.

Teniendo en cuenta este criterio de calidad se ha disminuido el número de planos nodales a considerar (utilizado en los diagramas de la fig. 9.4.4), hasta alcanzar unas poblaciones de mecanismos con 17 posibles construcciones para el evento de Alberca de Záncara y de 14 para el resto. Una vez ponderado el número total de planos de falla a considerar teniendo en cuenta la calidad del terremoto, resulta posible determinar el estado de esfuerzo/deformación regional, si lo comparamos con el resto de los datos del centro peninsular establecidos por Giner (1996).

Tabla 9.3: Índice de calidad en función a los valores de la Magnitud, número de polaridades (NP) y *Score* establecidos para los cuatro terremotos analizados, siguiendo a Giner (1996). A la derecha de la tabla se muestra el porcentaje del valor máximo de 20 fallas por sismo, y el número de fallas considerado (NFC) en el análisis por cada evento (número de fallas por cada mecanismo que se ha utilizado para el cálculo del tensor).

Local.	MAG	CAL	Score	CAL	NP	CAL	CALIDAD	NFC
Esplegares	3,29	C	1,00	A	6	C	ACC (70%)	14
Alberca Z	3,82	B	0,89	A	9	B	ABB (80%)	16
Alcocer	2,82	C	1,00	A	5	C	ACC (70%)	14
Hinojosos	3,11	C	1,00	A	5	C	ACC (70 %)	14

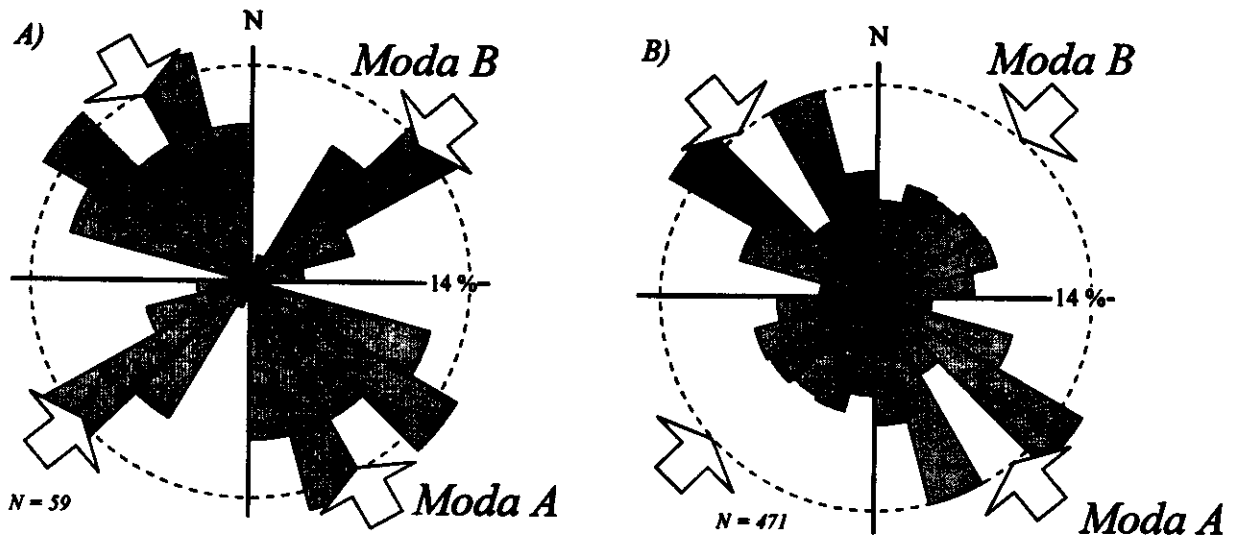


Figura 9.4.5: Rosas de direcciones de máximo acortamiento horizontal (Dey) para cada uno de los planos nodales que se ajustan al carácter normal o inverso del mecanismo según el modelo de deslizamiento (Reches, 1988; De Vicente, 1988). A) Para los cuatro terremotos analizados en este trabajo, y B) para los 22 terremotos analizados por Giner (1996) en el centro peninsular.

D) Construcción final de los mecanismos focales

En la figura 9.4.5 se han representado las rosas de dirección de máximo acortamiento horizontal (Dey) deducidas del *modelo de deslizamiento* (Reches, 1988; De Vicente, 1988), para cada uno de los planos nodales, distinguiéndose: A) los cuatro terremotos analizados en este trabajo, y B) los 22 sismos analizados por Giner (1996) en el centro peninsular. Los resultados que se obtienen son bastante similares, y en ambas rosas aparecen dos direcciones principales de máximo acortamiento horizontal (Dey):

♦ **Moda A:** Es la mayoritaria, con una orientación media NO-SE (N140E), que es paralela a la obtenida para el campo de paleoesfuerzos *Guadarrama*, y que está relacionada con la convergencia entre las placas Africana e Ibérica.

♦ **Moda B:** Tiene una orientación NO-SE, es una población minoritaria, y está mejor definida en los cuatro terremotos analizados en este trabajo que en los de todo el centro peninsular. Esta dirección de acortamiento, definida por mecanismos focales de tipo normal, es la que Giner (1996) interpreta como un campo de esfuerzos local asociado a una flexión cortical en la cuenca del Tajo.

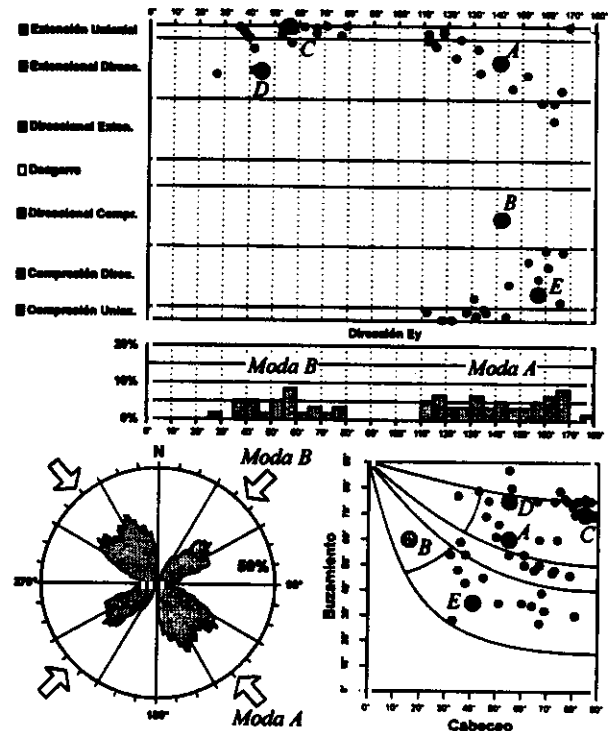


Figura 9.4.6: Representación en los diagramas Ey/K', C/B y rosa de direcciones de Ey de las fallas que se ajustan al modelo de deslizamiento para los posibles mecanismos focales, ponderando su calidad. Los mecanismos focales que presentan un mejor ajuste son A) - Alberca de Zánzara, B) Hinojosos, C) Esplegares, D) y E) Alcocer Normal e Inverso, respectivamente. Las construcciones finales de los mecanismos focales se muestran en la figura 9.4.7.

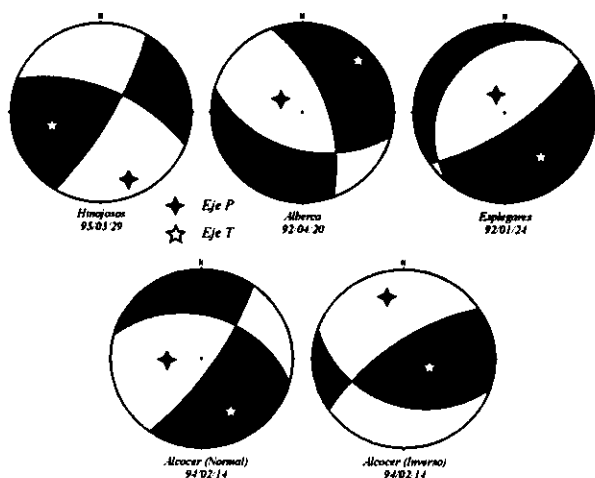


Figura 9.4.7: Construcciones finales de los mecanismos focales de los cuatro terremotos analizados (red de Wulff, semiesfera inferior). En la parte superior se muestran los mecanismos focales que se ajustan a una Dey NO-SE (Moda A), y en la parte inferior los que se acomodan a una extensión NO-SE (Moda B). El mecanismo de Alcocer permite las dos posibilidades.

Dada la buena correlación de los cuatro terremotos analizados con el resto de los sismos del centro peninsular, resulta posible seleccionar los mecanismos focales que mejor ajusten a la Dey media de cada una de las dos modas obtenidas. En la figura 9.4.6 se representan todos los planos de falla seleccionados con el *modelo de deslizamiento*, en los diagramas Ey/K' y C/B, para las posibles construcciones de mecanismo focal. En ella se han señalado los planos de falla que mejor ajustan a las Dey medias de las dos modas principales. Como ya se ha dicho anteriormente, tres de los terremotos presentan un mecanismo focal inequívoco de tipo normal (A, Alberca de Zánacara y C, Esplegares) o inverso (B, Hinojosos), mientras que para el cuarto mecanismo (Alcocer) resulta posible construir dos mecanismos focales, uno normal (D) y otro inverso (E).

En los mecanismos focales finales (fig. 9.4.7), se puede observar que los terremotos de Alberca de Zánacara e Hinojosos, situados en el extremo meridional de la Sierra de Altomira, se ajustan a compresión NO-SE regional (Moda A). Por el contrario, el terremoto de Esplegares, situado cerca del borde SO de la Cordillera Ibérica, se ajusta a una extensión hacia el SE (Moda B). El mecanismo focal de Alcocer se sitúa en el sector septentrional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica, y aunque presenta las dos posibilidades de construcción, las direcciones de los planos de falla oscilan entre NE-SO y E-O.

E) Cálculo de los tensores de esfuerzo actuales

Para calcular los tensores de esfuerzo actuales con las dos direcciones de acortamiento perpendiculares que se deducen en el centro peninsular, se han unido en dos poblaciones de fallas todos los planos nodales que se ajustan al carácter normal o inverso del mecanismo, y se ha realizado el proceso de inversión con el método de Reches *et al.* (1992).

Los resultados de la inversión proporcionan dos tensores de esfuerzo (fig. 9.4.8), con unos parámetros de calidad elevados, dado el número de fallas de las poblaciones:

A) Tensor Regional (compresión NO-SE):
Un tensor en régimen de desgarre ($R = 0.35$, σ_2 vertical y σ_1 horizontal según N137E) que explica 16 fallas del total de 21 (76 %).

B) Tensor Secundario (extensión NO-SE):
Explica las seis fallas correspondientes a la moda B, mediante un tensor de tipo extensivo con σ_1 vertical y σ_3 horizontal según N134E ($R = 0.92$).

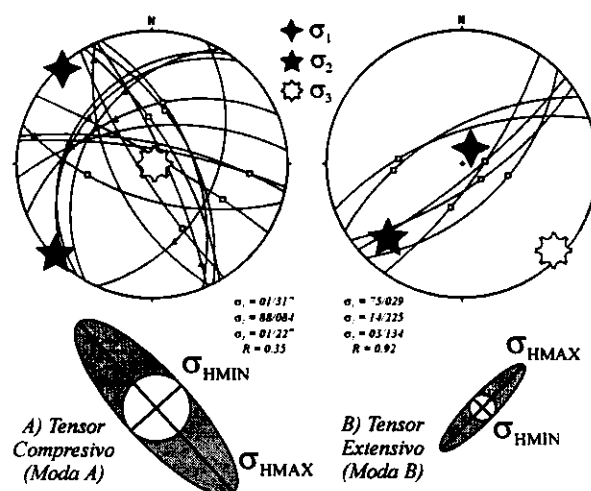


Figura 9.4.8: Tensores de esfuerzos deducidos con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) en el centro peninsular con los mecanismos focales obtenidos por Giner (1996) y en este trabajo. A) Resultados correspondientes a los mecanismos que indican una compresión NO-SE (21 terremotos) y B) mecanismos que indican una extensión NO-SE (6 terremotos). Arriba se muestra la proyección estereográfica de los planos nodales que se acomodan, según el modelo de deslizamiento, al carácter normal o inverso del mecanismo, y los ejes principales de esfuerzo calculados. Abajo se han proyectado los σ_{HMAX} y σ_{HMIN} de los dos tensores, suponiendo una magnitud similar del esfuerzo vertical.

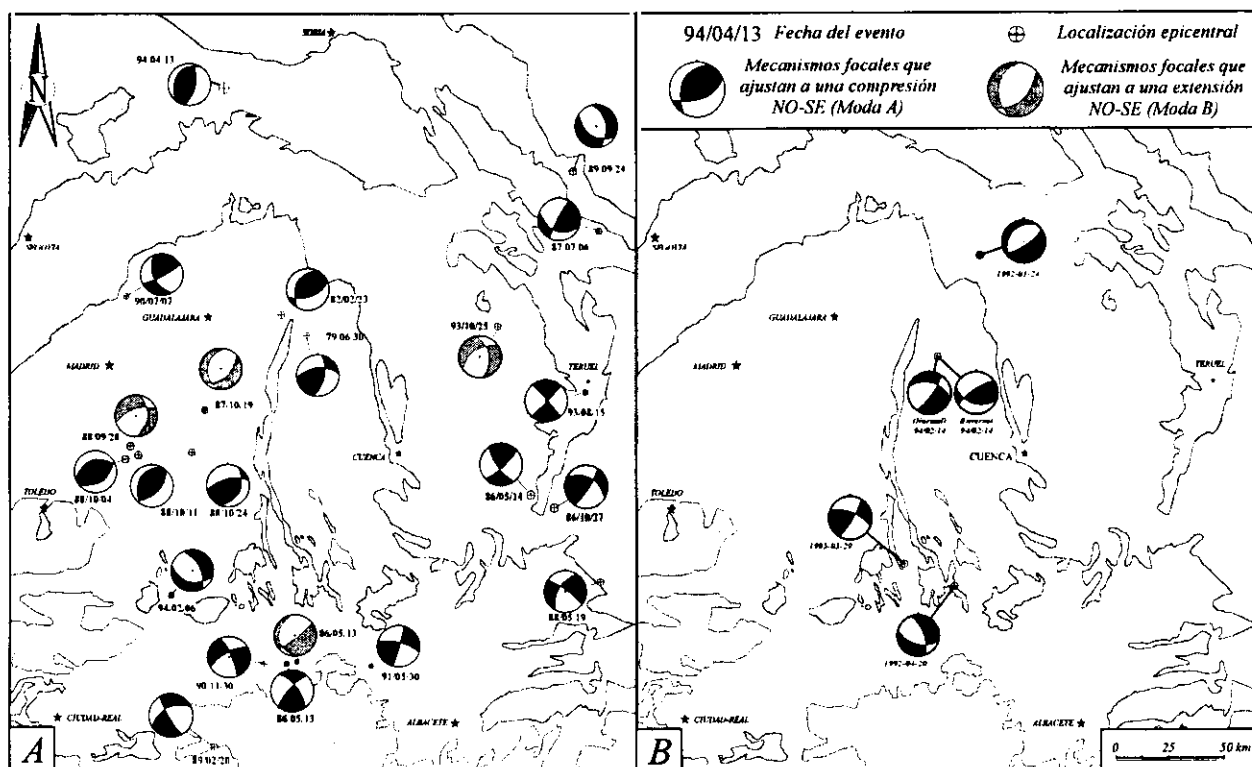


Figura 9.4.9: Mapa de mecanismos focales obtenidos por A) Giner (1996) y B) este trabajo. En negro se representan los mecanismos focales que se ajustan a la compresión regional NO-SE, y en gris los mecanismos focales de los sismos que se acomodan a una extensión NO-SE (ver texto para la discusión).

Las magnitudes relativas de los ejes principales de los dos tensores calculados son diferentes (en el tensor principal el eje intermedio es vertical, mientras que para el tensor extensivo el eje vertical es σ_1). De este modo, para unas mismas condiciones de profundidad, la magnitud de σ_{HMAX} del tensor compresivo es casi el doble (1.95) de la magnitud del σ_{HMAX} del tensor extensivo. Este factor, unido al mayor número de eventos que indican una compresión NO-SE, y a su distribución espacial más generalizada, apoya el hecho de que el tensor de desgarre corresponde al tensor regional, y que el tensor extensivo es un tensor secundario.

F) Discusión

Si representamos los mecanismos focales calculados por Giner (1996) y los realizados en este trabajo (fig. 9.4.9), se deducen las siguientes relaciones en función de la localización de los mismos:

Los dos mecanismos focales calculados en el extremo meridional de la Sierra de Altomira presentan unas características similares a los

calculados en la Llanura Manchega y en el borde oriental de los Montes de Toledo (Giner, 1996; De Vicente *et al.*, 1996c; Rincón *et al.*, 1996). Todos estos mecanismos, excepto uno, son de tipo normal-direccional o inverso-direccional, y se acomodan a una Dey NO-SE. Los planos de falla que se deducen para estos mecanismos focales son, básicamente fallas normales y normal-direccionales NO-SE.

Los mecanismos situados en el extremo N de la zona de estudio (Espiegares y Alcocer) presentan características similares a los mecanismos calculados por Giner (1996) localizados a lo largo de una banda NE-SO situada en la cuenca del Tajo. Estos mecanismos presentan unas orientaciones de fallas NE-SO, ya sean normales o inversas, con una tendencia a ser más superficiales los mecanismos de tipo normal (Giner, 1996). En este sentido, el terremoto de Espiegares, de carácter normal, es muy superficial (< 3 Km), mientras que el terremoto de Alcocer, que admite las dos posibilidades, presenta una mayor profundidad (15.6 ± 1.7 Km).

Del análisis de los mecanismos focales de los 26 sismos analizados se deduce que los esfuerzos actuales en el centro de la península Ibérica, incluida la zona de estudio, están causados por un campo de esfuerzo de carácter regional con unos ejes principales en la horizontal orientados de un modo constante según dos direcciones ortogonales NO-SE y NE-SO. Esto es así, independientemente del carácter normal o inverso del mecanismo. Así, la mayor parte de los mecanismos focales (73 %) se acomodan a una compresión NO-SE (fig. 9.4.9A), mientras que el resto (27 %) se ajustan a una extensión paralela a la dirección de compresión anterior (fig. 9.4.9B).

Los terremotos que se acomodan a una compresión NO-SE se distribuyen por todo el centro peninsular, mientras que los que se acomodan a una extensión NO-SE parecen concentrarse principalmente a lo largo de una banda paralela al Sistema Central que se extiende desde el centro de la cuenca de Madrid hasta el borde de la Cordillera Ibérica.

Por lo que respecta al modelo sismogénico propuesto por Giner (1996), los datos más recientes analizados en este trabajo parecen confirmar la hipótesis en relación a la

sismicidad presente en la banda NE-SO situada en la cuenca del Tajo, tanto en las direcciones de los planos de falla NE-SO, como en el tipo de mecanismo.

En relación a los terremotos analizados donde no existían datos previos (situados en el extremo meridional de la Sierra de Altomira), las características de los mecanismos calculados son más parecidas a las obtenidas por Rincón *et al.* (1996) en la Llanura Manchega, que indican básicamente una compresión NO-SE con mecanismos de tipo direccional y normal-direccional.

Teniendo en cuenta los nuevos datos de sismicidad, parece probable que el efecto de la flexión cortical propuesto por Giner (1996) explique los terremotos presentes en el sector septentrional de la Sierra de Altomira y su enlace con el borde de la Cordillera Ibérica. Por el contrario, la sismicidad en el extremo S de la Sierra de Altomira presenta características similares a la de la Llanura Manchega, por lo que el posible efecto de descomposición del tensor de esfuerzos regional, en relación a una flexión cortical NE-SO, debe situarse más al N.

9.5 - DISCUSIÓN

Del análisis de las deformaciones recientes, fisiografía y esfuerzos recientes y actuales, es posible obtener una serie de conclusiones importantes para comprender la evolución geodinámica más reciente en el borde oriental de la cuenca del Tajo. Así, resulta posible distinguir dos tipos diferentes de estructuras principales y esfuerzos asociados, que se superponen temporalmente desde el Plioceno hasta la actualidad:

A) Las deformaciones en materiales del Mioceno superior y Cuaternario muestran inequívocamente un campo de esfuerzos regional en régimen de desgarre con σ_1 orientado NO-SE, que ya era activo desde el Mioceno medio (campo de paleoesfuerzos *Guadarrama*, caps. 6 y 7). Estos esfuerzos, aunque coinciden temporalmente con un campo extensivo NO-SE (*Reciente*), parecen condicionar en menor grado las estructuras frágiles en superficie de la zona de estudio, aunque sí son importantes desde un punto de vista

mesoestructural. Desde un punto de vista macroscópico, estos esfuerzos originan suaves flexiones antiformales y sinformales de gran radio en la mitad occidental de la zona de estudio, que están bien reflejadas en la fisiografía.

B) Tanto desde un punto de vista meso como macroestructural, las principales estructuras que aparecen en la mayor parte de la zona de estudio en superficie son fallas normales y normal-direccionales NO-SE. Estas fallas condicionan fuertemente la fisiografía y la red fluvial, y son paralelas a una serie de suaves flexiones orientadas NE-SO en la mitad occidental de la zona de estudio (fig. 9.4.2), que ya han sido descritas por algunos autores (Giner, 1996; Rincón y Vegas, 1996).

El análisis dinámico de estas estructuras superficiales muestra que están originadas por un campo de esfuerzos extensivo (denominado *Reciente*), que indica una extensión hacia el NO-SE. Este campo de esfuerzos genera fallas

neoformadas en los materiales más recientes, y reactiva planos preexistentes en los cinturones de deformación previos (ej. Sierra de Altomira).

El análisis mesoestructural muestra que en algunas zonas concretas, donde estas fallas NO-SE tienen gran importancia, aparecen movimientos en dirección que indican una compresión en régimen de desgarre (campo de esfuerzos *Reciente compresivo*) con la misma dirección de extensión horizontal que los tensores del campo *Reciente extensivo*. Desde un punto de vista cronológico, estos esfuerzos secundarios se han deducido siempre en lugares donde coexisten con la extensión hacia el NO-SE, o bien con la compresión NO-SE del campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* (cap. 6). Tanto su frecuencia ocasional, asociada a estructuras concretas, como algunas relaciones cronológicas observadas en campo que muestran una actividad alternativa o simultánea con la extensión, sugieren que los tensores en régimen de desgarre pueden ser interpretados como permutaciones locales de esfuerzos. La presencia de estos tensores permutados (σ_1 por σ_2) en régimen de desgarre, debe estar facilitada por la escasa carga vertical (decenas de metros) bajo las que se originaron las estructuras observadas en campo.

El análisis de la sismicidad muestra también los dos tipos de esfuerzos (compresión y extensión simultánea NO-SE) con los ejes de

esfuerzo intercambiados entre sí. Sin embargo, el estado de esfuerzos principal en profundidad coincide con un régimen de tipo desgarre y σ_1 orientado N140E, similar a los tensores de esfuerzo del campo *Guadarrama*. Aunque también aparecen terremotos que indican una extensión hacia el SE, éstos parecen ser más superficiales y se localizan mayoritariamente en las proximidades de la *flexión antiformal del Páramo* (Giner, 1996).

Tanto la coincidencia cronológica, como la coaxialidad de los ejes principales de los dos estados de esfuerzos medios calculados a partir de las mesoestructuras y de la sismicidad, sugieren que todas los estados de esfuerzos pueden estar causados por el mismo proceso geodinámico, y que los intercambios entre los ejes principales pueden ser interpretados como permutaciones (ver cap. 3).

De este modo, el campo de esfuerzos regional desde el Plioceno hasta la actualidad, presenta un σ_{HMAX} orientado NO-SE en régimen de desgarre (σ_1 horizontal según N145E y σ_2 vertical), y el campo *Reciente extensivo* estaría originado por una permutación de los ejes σ_1 y σ_3 del campo principal hacia la superficie. Por último, los estados de esfuerzo minoritarios del campo *Reciente compresivo* serían permutaciones del campo *Reciente extensivo*, de carácter mucho más local, entre los ejes σ_1 y σ_2 .

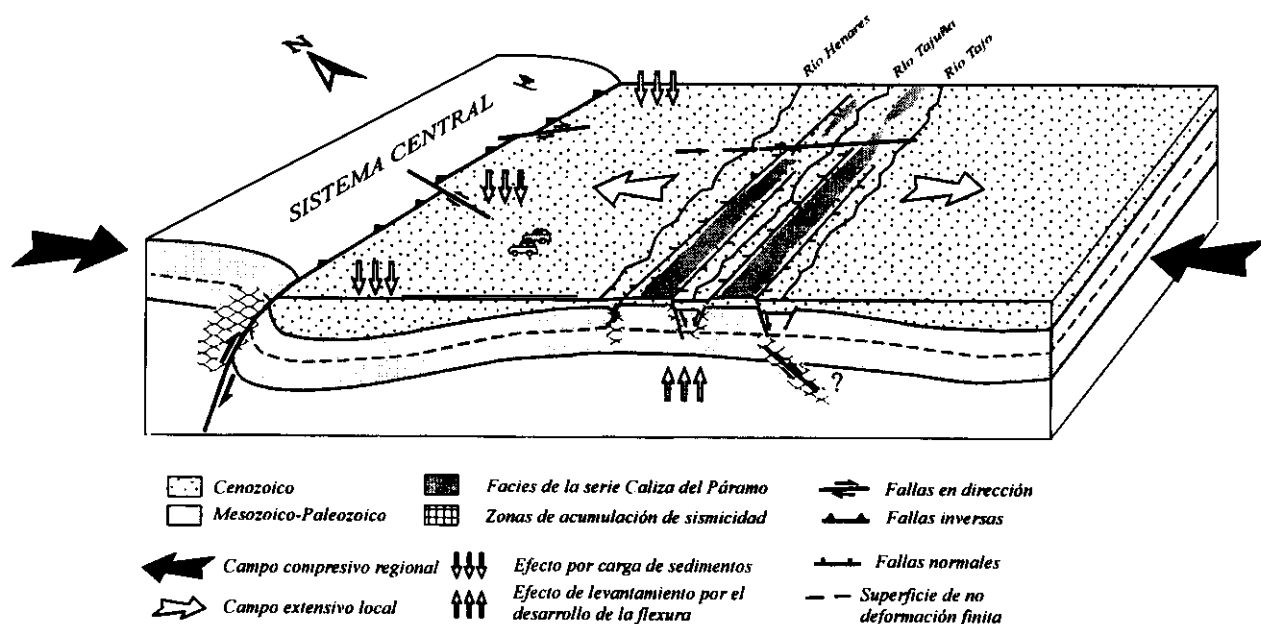


Figura 9.5.1: Modelo de flexión cortical para el sector Nor-oriental de la cuenca del Tajo, que causaría la descomposición de la compresión regional NO-SE en régimen de desgarre, en dos tensores locales con σ_1 y q permutados entre sí (modificado de Giner, 1996).

La presencia de una extensión en superficie paralela a la compresión regional, puede estar relacionada con las macroestructuras NE-SO paralelas a las estructuras extensivas y ortogonales a la compresión regional (por ejemplo la flexión antiformal del Páramo). Así, Giner (1996) ha propuesto un modelo en el que la presencia de una flexión cortical produciría la descomposición del tensor regional en régimen de desgarre, en tensores de compresión uniaxial y de extensión uniaxial por debajo y por encima, respectivamente, de la superficie neutra de no deformación longitudinal finita de esta flexión (fig. 9.5.1).

Los datos y los resultados obtenidos en este trabajo apoyan la hipótesis de la flexión antiformal propuesta por Giner (1996), así como la presencia de otra suave flexión antiformal en el extremo SO de la zona de estudio (*flexión antiformal de la Sierra de Altomira*, Rincón y Vegas, 1996). La flexión antiformal, meridional, y su extensión asociada, presentan algunas diferencias con la que aparece más al N, entre las que destacan:

✧ La intensidad de la misma parece menor, ya que en lugar de generar fallas de neoformación de escala kilométrica, reactiva las familias de fallas direccionales más antiguas de la Sierra de Altomira. Esta menor intensidad también se refleja en el menor encajamiento de los ríos a favor de las fallas normales NE-SO que la observada en la flexión del Páramo.

✧ Las trayectorias de σ_{HMIN} pasan, de disponerse NO-SE en el N, a N-S en el extremo meridional de la zona de estudio, con un carácter más radial.

Ambos factores podrían explicarse mediante la actuación conjunta de dos procesos:

A) La generación de una flexión antiformal con una orientación próxima a E-O al S de la *zona de falla de Tarancón*, si bien con una geometría mucho más laxa, y cuyo flanco meridional se sitúa al S de la zona analizada (*flexión meridional de la Sierra de Altomira*).

B) La presencia de la *falla del Zancara* al S de la zona de estudio, de dirección E-O, y que limita por el S el encajamiento de la red fluvial a lo largo de una banda E-O.

El hecho de que las trayectorias de σ_{HMIN} presenten una mayor dispersión que las de σ_{HMAX} del campo compresivo regional, es factible debido a sus condiciones de mayor superficialidad (el nivel de observación se limita a unas decenas metros de la superficie), y al carácter más *radial* de los esfuerzos extensivos frente a los compresivos.

Por otra parte, este modelo explicaría que los relieves estructurales antiguos, relacionados con la Sierra de Altomira, estén fuertemente erosionados al S de la *zona de falla de Tarancón*, y que es en su intersección con la sinforma NE-SO del valle del río Tajo, donde han quedado preservados de la erosión, condicionando aún la red fluvial actual.

10 - DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este capítulo se proponen y discuten los modelos geodinámicos sobre el origen de los diferentes campos de esfuerzos deducidos, y sus estructuras asociadas, dentro de la cinemática general de la península Ibérica. Además, se discuten una serie de reflexiones sobre la presencia de permutaciones de los ejes principales de esfuerzo

asociados a un mismo evento tectónico, constatadas en la zona de estudio. También se relacionan la forma y magnitud de los elipsoides de esfuerzo con los grados de acortamiento deducidos en los cortes geológicos equilibrados. Por último, y como resumen de este trabajo, se establecen las conclusiones del mismo.

10.1 - INTERPRETACIÓN GEODINÁMICA SOBRE EL ORIGEN DE LOS CAMPOS DE ESFUERZOS DEDUCIDOS

En este apartado se describen las relaciones temporales y espaciales entre los campos de esfuerzos deducidos y la geometría y cinemática de las estructuras, considerando los modelos y datos mostrados en los capítulos anteriores. La integración de todos los datos cinemáticos y dinámicos nos permite proponer un modelo de evolución de los esfuerzos y de la deformación, desde el Oligoceno hasta la actualidad, para el borde oriental de la cuenca del Tajo, en tres etapas principales. Cada una de estas etapas coincide con la actuación de un campo de esfuerzos compresivo, si bien aparecen permutaciones y perturbaciones de los ejes principales de esfuerzo en todos ellos.

Los tres campos de esfuerzos deducidos presentan, además de características diferentes en cuanto a la orientación y forma de los elipsoides de esfuerzo, una distribución espacio-temporal heterogénea. Los límites temporales entre ellos se encuentran reflejados en el registro sedimentario de las cuencas terciarias por medio de discontinuidades de primer orden.

Antes de discutir la evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo, conviene hacer una síntesis sobre la evolución cinemática de la península Ibérica desde el Eoceno hasta la actualidad.

10.1.1 - MARCO CINEMÁTICO DE LA PLACA IBÉRICA DESDE EL PALEOCENO HASTA LA ACTUALIDAD

Dentro del marco geodinámico y cinemático de la península Ibérica durante el Terciario y el Cuaternario descrito en el capítulo 2, diferentes autores coinciden en que el Mediterráneo occidental está compuesto por una serie de bloques litosféricos con diferentes características reológicas,

atrapados entre las placas Africana y Euroasiática. El movimiento relativo entre estas dos placas mayores y la placa Ibérica ha cambiado a lo largo de este periodo, distinguiéndose una serie de etapas principales dentro del acortamiento generalizado en dirección N-S (Dewey *et al.*, 1989):

- ✧ Paleoceno (65 Ma) - Eoceno inf. (51 Ma)
- ✧ Eoceno inf. (51 Ma) - Oligoceno inf. (38 Ma)
- ✧ Oligoceno inf. (38 Ma) - Mioceno inf. (19 Ma)
- ✧ Mioceno inf. (19 Ma) - Mioceno sup. (9 Ma)
- ✧ Mioceno sup. (9 Ma) - Actualidad

Tanto las deformaciones, como los esfuerzos analizados en este trabajo, se desarrollan principalmente durante las tres últimas etapas (Oligoceno inferior - actualidad). Desde el Eoceno inferior hasta el Mioceno superior, el régimen de convergencia entre Eurasia y África es NNE, si bien se aprecian diferencias en la magnitud y en la orientación de los vectores de desplazamiento (Dewey *et al.*, 1989). Por el contrario, en el Mioceno superior aparece un cambio de mayor escala en el movimiento de convergencia entre las dos placas mayores, que pasa a disponerse según una dirección NO-SE (Dewey *et al.*, 1989).

Algunos autores (Srivastava *et al.*, 1990; Albarello *et al.*, 1995) han propuesto recientemente un comportamiento autónomo de la placa Ibérica respecto a las otras dos (África y Eurasia), que conlleva una actividad tectónica diferencial en los márgenes de la misma, distinguiéndose tres etapas diferentes:

A) La primera, con una fuerte actividad en el margen N de la placa Ibérica, desde los 51 Ma hasta los 38 Ma (Eoceno), en la que se produciría la estructuración Pirenaica.

B) Una intermedia, con actividad tectónica en ambos márgenes N y S, durante el Oligoceno-Mioceno inferior (entre los 38 Ma y los 24 Ma).

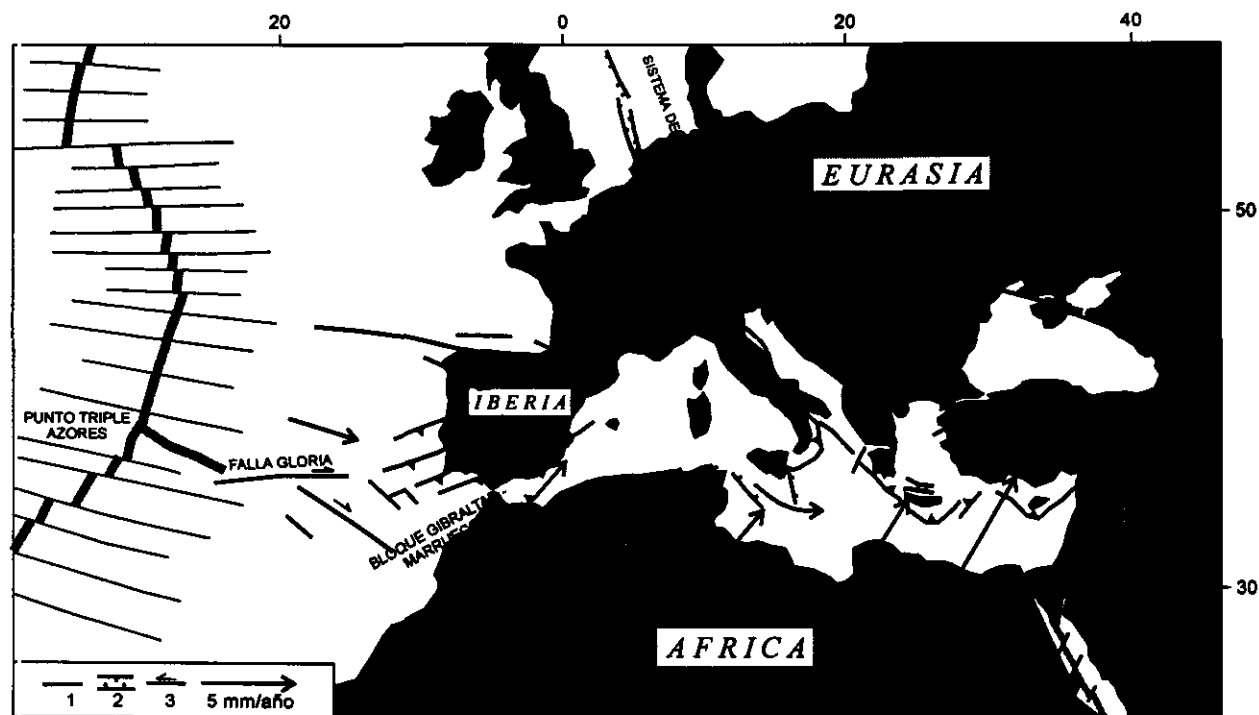


Figura 10.1.1: Esquema cinemático del Mediterráneo occidental propuesto por Albarello *et al.* (1995) para el periodo 9 Ma - actualidad, considerando a la placa Ibérica como un bloque independiente de las dos placas mayores (Eurasia y África).

C) Finalmente, una etapa con una mayor actividad en el margen S (entre los 24 Ma y la actualidad), si bien permanece una cierta actividad en el margen N, como lo demuestra la presencia de sismicidad moderada a lo largo del margen Cantábrico-Pirenaico (Bufforn *et al.*, 1988; Rivera, 1989).

El hecho de considerar de un modo independiente el movimiento relativo de la placa Ibérica, resulta importante incluso para establecer los movimientos de las placas mayores. Así, Albarello *et al.* (1995) establecen la evolución cinemática del Mediterráneo occidental desde el Tortonense (9 Ma) hasta la actualidad, considerando que el *Bloque Ibérico* se mueve independientemente de Eurasia (fig. 10.1.1).

10.1.2 - ORIGEN DEL CAMPO DE ESFUERZOS "IBÉRICO"

El origen de los esfuerzos de este campo se encuentra en el NE de la zona de estudio, como lo demuestra el sentido de la vergencia de las estructuras y la disminución de la intensidad de las deformaciones desde el borde de la Cordillera Ibérica hacia el SO. Además, numerosos trabajos previos han deducido esfuerzos y/o compresiones

de orientación NE-SO durante el Oligoceno en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (De Vicente, 1988; Rodríguez Pascua *et al.*, 1994; García Cuevas *et al.*, 1995), en la parte oriental de la Cordillera Ibérica y en el sector de enlace con las Cordilleras Costero-Catalanas (Simón, 1984; Guimerá, 1988). En la región de Campos de Calatrava (al S de la zona de estudio), también se han deducido esfuerzos equivalentes al campo *Ibérico* a lo largo del Terciario (Vegas y Rincón, 1995; Rincón y Vegas, 1996). Sin embargo, ni en los estudios meso y macroestructurales desarrollados en el Sistema Central y en los Montes de Toledo (Martín y De Vicente, 1995; De Vicente *et al.*, 1996b), se han deducido esfuerzos NE-SO durante el Terciario. Por lo tanto, parece clara la presencia de un campo de esfuerzos regional orientado NE-SO activo durante el Oligoceno en el tercio nor-oriental de la península Ibérica, que incluye gran parte de la zona estudiada.

Discusión de los Modelos Previos

El origen de estos paleoesfuerzos orientados NE-SO, responsables de la estructuración principal de la Cordillera Ibérica, es discutido, distinguiéndose dos grandes grupos de modelos (Simón, 1990; cap. 2):

A) Aquellos que postulan la sucesión de varias *fases* con diferentes direcciones de esfuerzos a lo largo del tiempo (Álvaro, 1975; Capote, 1983; Capote *et al.*, 1982; Simón, 1984; De Vicente, 1988; Salas y Casas, 1993)

B) Los que postulan un mecanismo geotectónico único (Viallard, 1979; Canérot, 1981; Guimerá, 1988; Guimerá y Álvaro, 1990).

A) El principal problema que presentan a nuestro juicio los *modelos de fases*, es que intentan correlacionar soluciones obtenidas del análisis mesoestructural sin considerar las heterogeneidades espaciales y temporales de los campos de esfuerzos, así como las posibles perturbaciones y permutaciones en los ejes principales que se describen en los capítulos 3, 6 y 7. Un problema añadido a estos modelos es que los datos de paleoesfuerzos obtenidos en la zona de estudio hasta la fecha, eran escasos y muy puntuales (Álvaro y Capote, 1973; Manera, 1981; Muñoz Martín *et al.*, 1994).

Dada la complejidad del relleno sedimentario de las cuencas terciarias de Madrid y de Loranca, así como las evidencias de actividad tectónica superpuesta (por ejemplo en los sectores de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica), pensamos que no es realista realizar una correlación de los esfuerzos deducidos en otros puntos de la península (Cordillera Ibérica y/o Sistema Central) basada simplemente en la orientación de las compresiones horizontales, sin tener en cuenta otros criterios geológicos.

B) De los modelos que proponen un modelo geotectónico único, destaca el de Guimerá y Álvaro (1990, ver cap. 2), debido a su sencillez, a su buena correlación macroestructural, y a que se encuentra avalado por numerosos datos en las Cordilleras Catalanas y en su enlace con la Cordillera Ibérica. No obstante, consideramos que este modelo también presenta problemas, entre los que destacan:

1) Resulta imposible explicar todas las estructuras presentes en el borde SO de la Cordillera Ibérica, y en la Sierra de Altomira, con una única compresión N10E, aún suponiendo la presencia de descomposiciones perpendiculares a las estructuras de dirección *Ibérica*, o bien *problemas de espacio*.

2) No aparecen paleoesfuerzos compresivos N10E durante el Oligoceno a lo largo del borde SO de la Cordillera Ibérica. Por el contrario, el campo de esfuerzos en esta zona durante el Oligoceno es,

claramente, NE-SO. Por tanto, si el origen de los esfuerzos está relacionado con la transmisión de los esfuerzos pirenaicos hacia el antepaís, las trayectorias de los esfuerzos han de sufrir una *rotación* horaria de entre 30 y 40° a escala de toda la Cordillera, más que *perturbaciones* debido a las estructuras dentro de un campo de esfuerzos general N10E.

Teniendo en cuenta todas estas consideraciones, ninguno de los modelos descritos hasta ahora sirven para explicar de un modo satisfactorio la totalidad de las estructuras y de los campos de esfuerzos deducidos en el borde oriental de la cuenca del Tajo. No obstante, los dos grupos de modelos aportan ideas válidas, y no son desechables en su totalidad. De este modo, y tal y como señala Simón (1990), el modelo más realista debe ser aquel que, considerando el concepto de campo de esfuerzos (con todas las variaciones descritas en el capítulo 3), incorpore los elementos válidos de cada uno de ellos.

Modelo tectogenético para el campo de esfuerzos "Ibérico"

Por lo que se refiere al origen del campo de paleoesfuerzos *Ibérico*, consideramos que los estados de esfuerzos puntuales de edad Oligocena asignados a dicho campo, son los equivalentes temporales a los paleoesfuerzos NE-SO atribuidos a la fase C₂ (Simón, 1982) o al campo *Ibérico* (De Vicente, 1988). Estos esfuerzos se integrarían en un campo de esfuerzos regional NE-SO de edad Oligocena (fig. 10.1.2), fruto de la rotación de los esfuerzos del campo de esfuerzos de escala mayor N10E provenientes de los Pirineos a partir del Eoceno (Guimerá, 1988). Este empuje primario, asociado a la colisión entre las placas Ibérica y Euroasiática, se transmitiría hacia el interior peninsular, con una migración progresiva de la deformación hacia el antepaís, situado al SO.

La rotación en las trayectorias de σ_{HMAX} estaría originada por la presencia de las fallas NE-SO que controlaron la formación y relleno de la cuenca mesozoica Ibérica, como ya han sugerido trabajos previos (Simón, 1984; De Vicente, 1988; Guimerá, 1988). De este modo, con los datos aportados en este trabajo, resulta posible extrapolar el área de distribución espacial de este campo de esfuerzos hacia el S y SE durante el Oligoceno. La presencia de perturbaciones en las trayectorias de esfuerzos, hasta disponerse perpendiculares a las

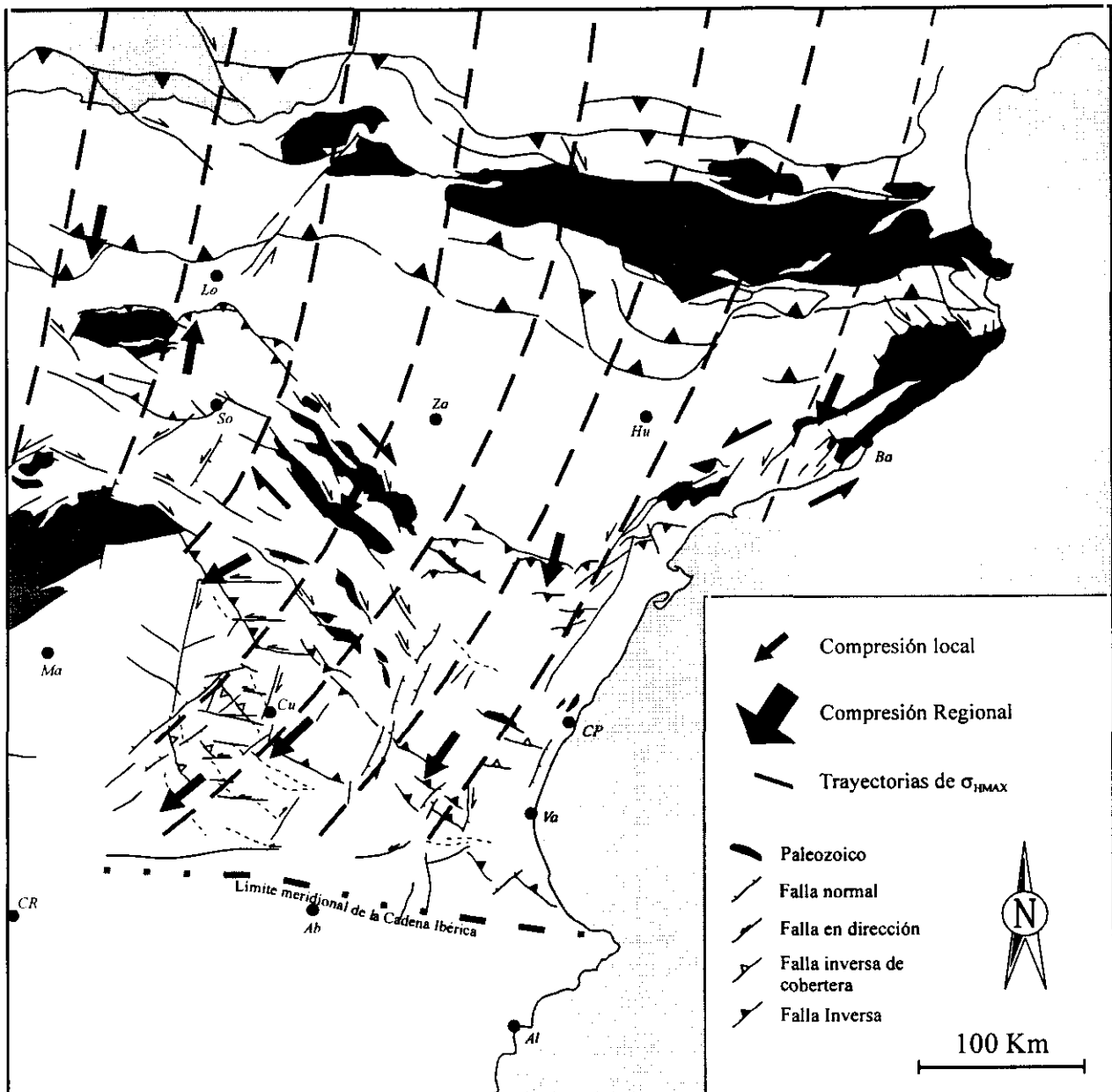


Figura 10.1.2: Esquema cinemático y trayectorias suavizadas del σ_{HMAX} para el periodo Eoceno - Oligoceno superior. El campo de esfuerzos "Ibérico" en la zona de estudio sería el resultado de la rotación hacia el SO de los esfuerzos provenientes de los Pirineos, debido a la presencia de las grandes fallas NE-SO de la Cordillera Ibérica. Los datos de paleoesfuerzos y de la cinemática del NE peninsular corresponden a los autores citados en el texto.

estructuras oblicuas a los esfuerzos primarios, es un hecho contrastado a todas las escalas con datos de paleoesfuerzos y esfuerzos actuales (Becker, 1989; Ratsbacher *et al.*, 1991a y b), así como mediante modelizaciones (caps. 3 y 8).

Los resultados de las observaciones estructurales, las modelizaciones, y los rangos de acortamiento calculados en las estructuras frontales, apoyan la idea de que la intensidad de la compresión disminuyó, a lo largo del Oligoceno, desde el extremo SE de la zona de estudio hacia el

NO del borde SO de la Cordillera Ibérica. Por este motivo, el frente de la compresión de origen *Ibérico-Pirenaico* se situaría desde el extremo SE de la zona del estudio, hacia el S.

Las macroestructuras asociadas a este campo de paleoesfuerzos, desarrolladas en la mitad meridional de la zona de estudio, se corresponden con la rotación y amortiguamiento progresivo asociado a la terminación lateral de las deformaciones de origen pirenaico, tal y como han propuesto Guimerá y Álvaro (1990).

No obstante, y a diferencia de lo que proponen estos autores, pensamos que la *zona de falla de Tarancón* supone el límite septentrional de desarrollo de dichas estructuras laterales en la cuenca de Loranca y en la Sierra de Altomira. Esta limitación espacial del modelo de Guimerá y Álvaro (1990) está avalada por los siguientes datos:

1 - La desaparición de estructuras frontales de deformación con sentidos de emplazamiento hacia el SE al N de la *zona de falla de Tarancón*.

2 - La ausencia, al N de la zona de falla de Tarancón, de paleoesfuerzos compatibles con el campo de esfuerzos NE-SO Oligoceno.

3 - La disminución progresiva del acortamiento asociado a las estructuras con sentido de emplazamiento hacia el SE, desde las zonas frontales hacia el N (cap. 4).

10.1.3 - ORIGEN DEL CAMPO DE PALEOESFUERZOS "ALTOMIRA"

En la zona de estudio se ha detectado la presencia de un campo de paleoesfuerzos posterior al *Ibérico*, que es el responsable de la formación del cinturón de pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira. Este campo, denominado *Altomira*, presenta en la zona de estudio una edad de actuación Oligoceno superior - Mioceno inferior. Su localización, tanto espacial como temporal, es intermedia entre las compresiones transmitidas desde los márgenes N (Pirineos) y S (Béticas) de la península Ibérica, como ya sugirió De Vicente (1988). Los esfuerzos compresivos del campo *Altomira* (N100E) también presentan una orientación intermedia (E-O) entre los esfuerzos transmitidos desde los bordes de la placa Ibérica: Pirineos (N-S) y Béticas (NO-SE).

Aunque se han deducido estados de paleoesfuerzos que indican compresión E-O en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (De Vicente, 1988; Rodríguez *et al.*, 1994, García Cuevas *et al.*, 1995), cuando aparecen son minoritarios y no presentan asociadas macroestructuras importantes. Por el contrario, no se han detectado esfuerzos equivalentes ni al S (zona de Campos de Calatrava, Vegas y Rincón, 1995; Rincón y Vegas, 1996) ni al O de la zona de estudio (Montes de Toledo, Martín y De Vicente, 1995). Por lo que se refiere a las compresiones E-O detectadas en la Cordillera Ibérica (Simón, 1984; Viallard, 1985) y en el prebético de Alicante (De Ruig, 1992), o no tienen un reflejo macroestructural, o no coinciden con la edad

asignada al campo *Altomira*, o se han relacionado con movimientos de fallas en dirección. En cualquier caso, ninguno de los estados de esfuerzo con σ_{HMAX} orientado E-O descritos hacia el E o el NE de la zona de estudio han generado macroestructuras tan importantes como la Sierra de Altomira (cinturón de pliegues y cabalgamientos de más de 100 Km de longitud).

Discusión de los modelos previos

Existen diferentes interpretaciones sobre la formación de la Sierra de Altomira, ya descritas en el capítulo 2, de entre los que es posible destacar dos de las más recientes:

A) El modelo de Guimerá y Álvaro (1990), que interpreta la Sierra de Altomira como la rampa oblicua de la Cordillera Ibérica desarrollada en la cobertera.

B) La superposición de las compresiones NE-SO (*Ibérica*) y NO-SE (*Guadarrama*) hasta generar una compresión intermedia E-O (fase *Altomira*) propuesto por Calvo *et al.* (1991) y por Muñoz Martín *et al.* (1994).

Aunque ambos modelos aportan ideas parciales, válidas para explicar algunos rasgos de la Sierra de Altomira, consideramos que ambos resultan incompletos.

A) De este modo, el modelo propuesto por Guimerá y Álvaro (1990) plantea tres problemas principales:

1- No explica la presencia de dos campos de esfuerzos con direcciones de σ_{HMAX} oblicuas y con relaciones cronológicas muy claras en el sector de enlace entre la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira. El primero en actuar (*Ibérico*) presenta una orientación media de σ_{HMAX} NE-SO, y causa los pliegues y cabalgamientos frontales NE-SO a NNE-SSO desarrollados en la mitad meridional de la zona de estudio (al S de la *zona de falla de Tarancón*). Posteriormente actúa otro campo de esfuerzos con σ_{HMAX} orientado N100E, que no tiene un importante reflejo macroestructural en la Cordillera Ibérica, pero que es el responsable de la formación del cinturón de pliegues y cabalgamientos N-S de la Sierra de Altomira.

2 - Resulta difícil explicar la presencia de cabalgamientos con sentido de emplazamiento contrario al supuesto empuje primario de origen Pirenaico, que llegan a alcanzar un sentido de emplazamiento hacia los N290E en el extremo N de la Sierra de Altomira. Estos cabalgamientos son

muy difíciles de explicar en un modelo de expulsión lateral con una única compresión N10E, ya que se opondrían al movimiento inicial que los origina, sobre todo teniendo en cuenta la ausencia de obstáculos hacia la cuenca de Madrid que pudieran causar *problemas de espacio*. En este sentido, ha resultado imposible obtener en las modelizaciones de elementos finitos orientaciones de esfuerzos E-O, similares a los obtenidos desde el análisis mesoestructural, a partir de compresiones N-S a NE-SO aplicadas desde los bordes N y E de la zona de estudio.

3 - Los rangos de acortamiento deducidos a partir de los cortes equilibrados, unidos a la cinemática de las estructuras, indican que el sector frontal de la Sierra de Altomira (con mayor grado de acortamiento), se encuentra situado al N de la *zona de falla de Tarancón* (entre las zonas de transferencia del Cigüela y Albalate). Si la Sierra de Altomira fuera una rampa oblicua de las deformaciones Ibéricas, la cantidad de acortamiento en este cinturón debería disminuir desde las partes frontales, situadas al S y SE, hacia su extremo septentrional.

Todos estos datos sugieren que el modelo de Guimerá y Alvaro (1990) puede ser válido para explicar las deformaciones que se producen durante el Oligoceno en el borde de la Cordillera Ibérica y en la mitad meridional de la Sierra de Altomira (al S de la *zona de falla de Tarancón*), asociados al campo de paleoesfuerzos *Ibérico*. Las estructuras frontales compresivas sufrirían así una rotación gradual en sus orientaciones, desde NE-SO en las zonas meridionales y orientales, hasta N170E en los pliegues y cabalgamientos próximos a la *zona de falla de Tarancón*. Desde el punto de vista de la cinemática, estas estructuras serían más modernas hacia el NO, tal y como indican los datos paleogeográficos y de paleocorrientes de los sistemas de abanicos aluviales (Díaz Molina y Tortosa, 1996).

B) Por lo que se refiere al modelo propuesto por Muñoz Martín *et al.* (1994), el principal problema que presenta es que estos autores suponen que las compresiones NO-SE y E-O son equivalentes temporalmente. Sin embargo, al aumentar las observaciones meso y macroestructurales hacia el S, se ha comprobado que en la mitad meridional de la Sierra de Altomira los esfuerzos E-O son claramente posteriores a los NE-SO. Este error en la interpretación se basa, probablemente, a que estos autores sólo utilizaron datos mesoestructurales del sector más septentrional

de la Sierra de Altomira, y de su enlace con la Cordillera Ibérica.

No obstante, la hipótesis de superposición de los dos sistemas de esfuerzos, ya propuesta por Calvo *et al.* (1991), explica de un modo satisfactorio los datos meso y macroestructurales, así como la cinemática de las macroestructuras en ese sector septentrional, durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior.

Modelo tectogénico propuesto para el campo de paleoesfuerzos "Altomira"

El modelo tectogénico que se propone en este trabajo (fig. 10.1.3) consiste en interpretar el campo de paleoesfuerzos *Altomira* como un campo de carácter local, originado por la superposición espacial y temporal de los dos campos de paleoesfuerzos mayores asociados a las dos cadenas alpinas desarrolladas en los márgenes N y S de la península Ibérica: Pirineos y Béticas. Este campo de esfuerzos tuvo un desarrollo principal posterior al campo *Ibérico-Pirenaico*, durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior, y su distribución geográfica debió estar limitada al borde oriental de la cuenca del Tajo.

De este modo, interpretamos la Sierra de Altomira como el producto de un escape lateral hacia el O de la cobertera mesozoico-paleógena a favor de las facies plásticas del *Keuper*. Este escape tectónico es la consecuencia de la superposición de los dos campos de esfuerzos mayores, y de la geometría en cuña de la propia cobertera. La localización espacial de la Sierra de Altomira está fuertemente influenciada por la presencia de escalones con el basamento, que controlan el espesor (y probablemente las facies) del nivel de despegue.

A pesar de que la distribución espacio-temporal del campo de esfuerzos *Altomira* está bastante bien definida, dado el origen del mismo y los datos paleogeográficos, no es descartable el posible solapamiento parcial, espacial y temporal, durante el tránsito con los campos de esfuerzos anterior y posterior.

☆El *solapamiento espacial* tiene lugar en la zona de antepaís común entre ambas cadenas, que no está influenciada por otros procesos de primer orden, como es el *rifting* del Golfo de Valencia (Banda y Santanach, 1992; Vegas,

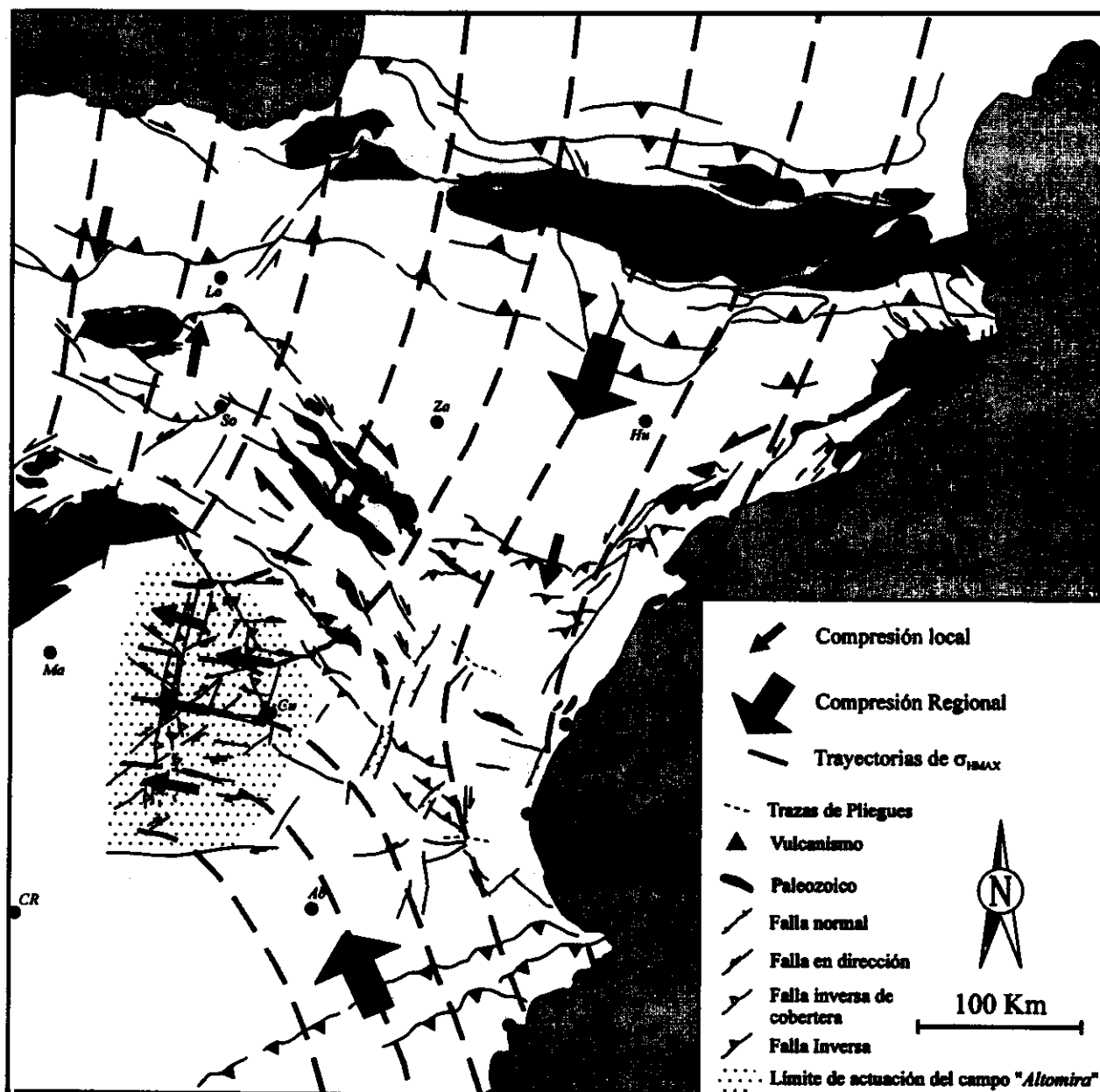


Figura 10.1.3: Modelo tectogénico propuesto para el campo de paleoesfuerzos "Altomira", fruto de la superposición espacial y temporal entre los campos de esfuerzos primarios asociados a los orógenos Ibérico-Pirenaico y Bético (ver texto para la explicación).

1992b). Esta localización espacial está favorecida por varios factores, entre los que destacan:

1) La presencia de una cuña sedimentaria mesozoica indeformada y homogénea que adelgaza hacia el O, con unos niveles de materiales plásticos de baja resistencia (arcillas, yesos y sales de las facies *Keuper* del Triásico superior), favorables al desarrollo de un nivel de despegue general donde enraízan los cabalgamientos de la cobertera.

2) La geometría plana del basamento de las cuencas de Loranca y de Madrid, a excepción de

algunas fallas normales en el basamento (*falla de Sacedón*), que deben haber controlado la nucleación y extensión lateral de las estructuras compresivas que afectan a la cobertera (caps. 5 y 8). Esta influencia de las estructuras del basamento, en la localización del cinturón de pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira, explica su trazado extremadamente rectilíneo en su mitad septentrional. Tanto esta hipótesis, como la influencia del comportamiento mecánico del nivel de despegue en la nucleación de las deformaciones, han sido comprobadas mediante modelos de elementos finitos en el capítulo 8.

☆ Por lo que se refiere al *solapamiento temporal*, el desarrollo de la Sierra de Altomira se sitúa justo entre los principales episodios de formación de la Cordillera Ibérica (Oligoceno) y del Sistema Central (Mioceno medio - superior). Además, las estructuras asociadas a estas dos cadenas intraplaca se encuentran, cada una, en un extremo de la Sierra de Altomira. Así, las estructuras de transición entre la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira se generan en el S de la zona de estudio durante el Oligoceno superior, tal y como indican los datos paleogeográficos y cinemáticos (caps. 2 y 7). Por el contrario, la transición de las estructuras N-S de la Sierra de Altomira con las estructuras de dirección ENE-OSO (*Guadarrama*), se sitúan en el extremo norte, donde la actividad tectónica es más moderna (Mioceno medio-actualidad). En este sentido, los resultados de los modelos de elementos finitos sobre el campo de paleoesfuerzos *Altomira*, indican que la magnitud de la compresión *Ibérico-Pirenaica* comenzaba a disminuir durante la actuación de este campo en la parte septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

La viabilidad de este modelo sobre el origen de los esfuerzos y los factores que lo influyen, han sido comprobados en el capítulo 8 mediante la realización de modelos de elementos finitos. En estos modelos se han tenido en cuenta los efectos que pueden causar diversos factores sobre la distribución y características de los esfuerzos, como son:

A) Las magnitudes relativas de las compresiones regionales

B) La geometría y condiciones de contorno de las principales unidades geológicas del centro peninsular.

Cabe destacar que algunos problemas de correlación entre los trabajos sobre los sedimentos terciarios desarrollados en la cuenca de Loranca y parte NE de la cuenca de Madrid, pueden estar relacionados, en nuestra opinión, con la variación de la edad y de las características de la deformación en los diferentes márgenes de la cuenca de Loranca. Esta variación en la deformación está relacionada con la presencia de los tres campos de paleoesfuerzos, y a la propia evolución cinemática de cada uno de ellos. Este carácter heterogéneo de los esfuerzos y la deformación ha llevado a algunos autores (por ejemplo, Gómez *et al.*, 1996) a proponer para la cuenca de Loranca una evolución que no se corresponde con los modelos clásicos de *piggy-back* o *backward*, tal y como se deduciría de

la aplicación del modelo de Guimerá y Alvaro (1990) durante todo el Terciario.

10.1.4 - ORIGEN DE LOS CAMPOS DE ESFUERZOS "GUADARRAMA" Y "RECIENTE"

A partir del Mioceno inferior, la evolución de los esfuerzos en el borde oriental de la cuenca del Tajo se caracteriza por dos aspectos fundamentales:

1) La instalación generalizada de un campo de esfuerzos compresivo con σ_{HMAX} orientado NO-SE (*Guadarrama*), que reactiva numerosas discontinuidades previas generadas durante los campos de esfuerzos anteriores, y genera nuevas macroestructuras en el extremo septentrional de la zona de estudio y en la Cordillera Ibérica.

2) La coexistencia, al menos durante el Plioceno-Cuaternario, de este campo de paleoesfuerzos compresivo con un campo de esfuerzos extensivo (*Reciente*) con una extensión general hacia el SE (paralela a la dirección de σ_{HMAX} del campo *Guadarrama*).

Dado que estos dos campos de esfuerzos son activos desde el Mioceno superior hasta la actualidad (caps. 6 y 9), conviene repasar el estado de conocimiento sobre los esfuerzos actuales en la península Ibérica y su entorno.

El campo de esfuerzos actual en Europa Occidental y en la Península Ibérica

El campo de esfuerzos actual en Europa Occidental, aunque sujeto a algunas fluctuaciones en su orientación y magnitud, ha debido estar relacionado con dos procesos fundamentales desde el Paleógeno (Letouzey, 1986; Philip, 1987):

1) La dinámica de los procesos de colisión entre África y Eurasia.

2) La expansión oceánica de la dorsal centro atlántica.

Son ya clásicos algunos trabajos que muestran la evolución de los esfuerzos en Europa, que indican que éstos pasan de ser NE-SO (NNE-SSO) en el Eoceno (Le Pichon *et al.*, 1988), hasta la situación actual NO-SE (Müller *et al.*, 1992) mostrada en la figura 10.1.4.

Esta rotación de más de 60° en la orientación de los esfuerzos horizontales máximos comenzó en el Mioceno, y algunos autores (Illies y Greuer, 1976) han atribuido este campo de esfuerzos actual al desarrollo del frente de colisión alpino. Dado que el empuje de la dorsal y el límite N de la placa Euroasiática no ha variado significativamente desde el Eoceno hasta la actualidad, los procesos de colisión en el contacto Eurasia/África han debido ser los dominantes en el cambio de orientación del campo de esfuerzos en Europa Occidental.

El campo de esfuerzos actual en Europa occidental está bien determinado por más de 1800 medidas de esfuerzos puntuales (fig. 10.1.4), y es el producto de las fuerzas asociadas al empuje de la dorsal centro-atlántica y de las fuerzas de colisión sobre el margen situado entre Eurasia y África (Müller *et al.*, 1992; Grüntal y Stromeier, 1992). Numerosos trabajos recientes, y los resultados de modelizaciones con elementos finitos sobre este campo de esfuerzos (Gölke, 1996), demuestran que:

1) Las magnitudes de los esfuerzos son del orden de 20-30 Mpa para una litosfera de 100 Km de espesor, y se encuentran orientados NO-SE en la mayor parte de Europa Occidental.

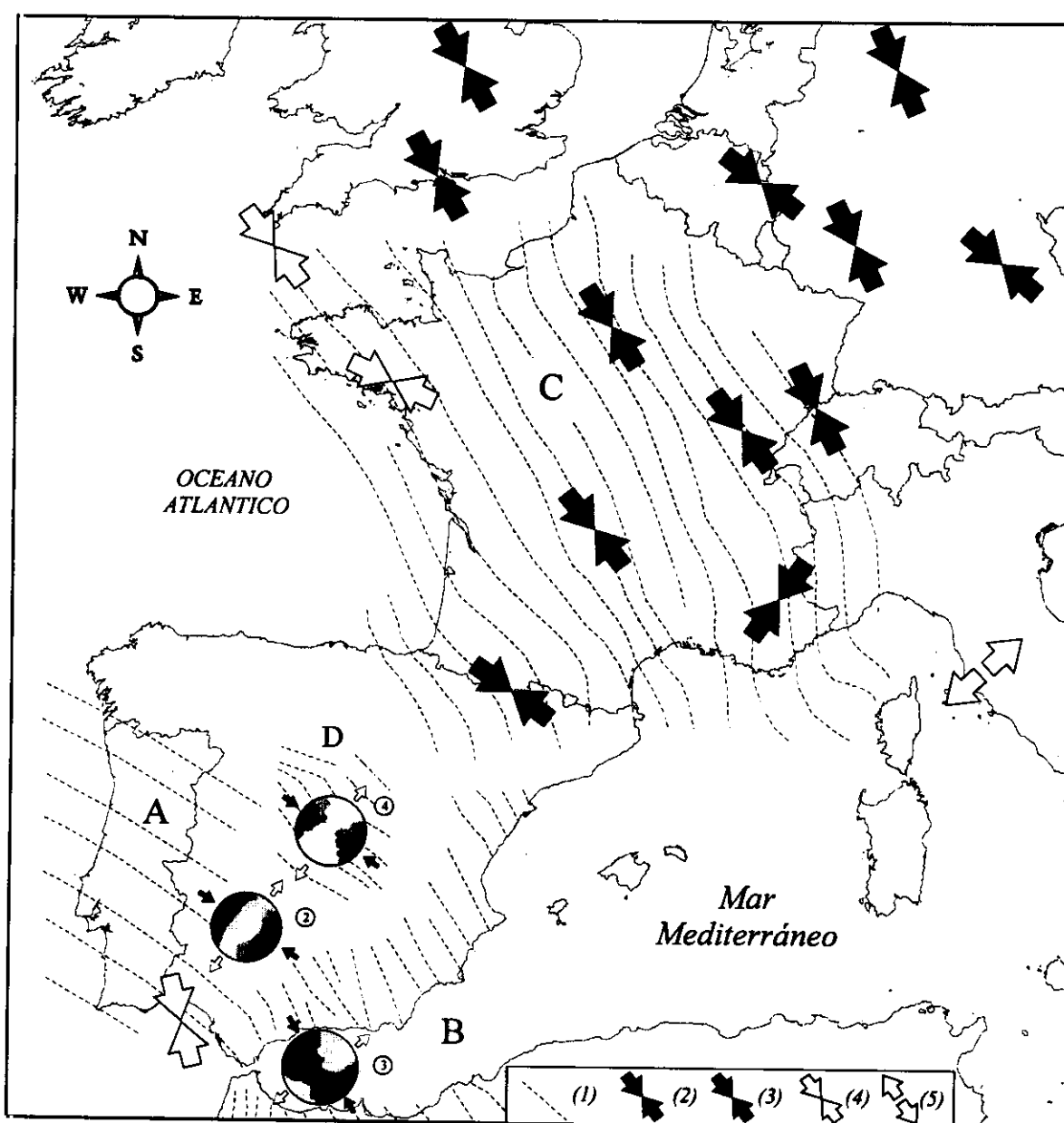


Figura 10.1.4: Resumen de los estados de esfuerzos puntuales, y trayectorias de σ_{HMAX} establecidas por: A) Ribeiro *et al.*, 1996; B) Galindo *et al.*, 1993; C) Müller *et al.*, 1992; D) Herráiz *et al.*, 1996 y E) De Vicente *et al.*, 1996b (modificado de Giner, 1996).

2) Las fuerzas que ejerce la dorsal centroatlántica son de primer orden, y producen una rotación en los esfuerzos hacia el O de Europa, hasta disponerse ESE en el Atlántico Norte.

3) Las fuerzas relacionadas con las variaciones de densidad en la litosfera ejercen un efecto significativo en el campo de esfuerzos regional de la litosfera continental, tal y como ya habían sugerido Fleitout y Froidevaux (1982, 1983) y Fleitout (1991). De este modo, estas fuerzas pueden constituir una importante fuente de esfuerzos.

4) Dado que la magnitud de los esfuerzos intraplaca es relativamente baja (20-30 Mpa), la relación entre fuentes de esfuerzos regionales / locales puede tener una influencia significativa sobre las orientaciones de los esfuerzos. Este hecho puede generar anisotropías en la orientación de σ_{HMAX} sujetas a efectos locales (por ejemplo heterogeneidades mecánicas), y generar así intercambios en la posición de los ejes horizontales máximos y mínimos.

Por lo que respecta al campo de esfuerzos actual en la península Ibérica y en áreas adyacentes, recientes trabajos demuestran que el campo general es de tipo compresivo (régimen de desgarre) con σ_{HMAX} orientado NO-SE, lo que coincide bien con el resto de los datos de Europa Occidental y con el vector de convergencia entre Iberia y África (fig. 10.1.4). La convergencia frontal entre Iberia y África produce deformaciones distribuidas en una amplia zona que se extiende por la Península Ibérica, Baleares, el Magreb y el Atlántico. Entre estas fallas se forman cuñas, cuya extrusión lateral hacia zonas menos comprimidas, acomoda parcialmente la deformación producida por el acercamiento NO-SE (Tapponier, 1977; Philip, 1987; Buffom *et al.*, 1988; Vegas, 1992a; Royden, 1993). Así pues, dentro del régimen de esfuerzos compresivo NO-SE generalizado, se han detectado permutaciones entre los tres ejes principales de esfuerzos relacionadas con escapes laterales (Rebaï *et al.*, 1992; Medina, 1995), o con fenómenos de flexión cortical (Giner, 1996).

Modelos previos y origen del campo de paleoesfuerzos "Guadarrama"

Los estados de paleoesfuerzos obtenidos en la zona de estudio activos durante el Mioceno medio - actualidad, presentan una dirección de σ_{HMAX} NO-SE y un régimen general de tipo desgarre. Estos paleoesfuerzos se correlacionan e

integran bien en la denominada fase *Guadarrama* (De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1990), y a su posterior redefinición espacial y temporal como campo de esfuerzos *Guadarrama* (De Vicente *et al.*, 1996b). Numerosos trabajos recientes relacionan el levantamiento del Sistema Central con la reactivación de antiguas fallas *tardihercínicas* como fallas inversas y desgarres (Racero, 1988, 1989; Capote *et al.*, 1990; Vegas *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1992, 1994, 1996a y b) durante el Mioceno medio-superior (Calvo *et al.*, 1990; Sell *et al.*, 1995). El origen del levantamiento del Sistema Central parece claramente relacionado con la transmisión de los esfuerzos desde el borde SE de la placa Ibérica hacia el centro peninsular desde el Mioceno medio hasta la actualidad (Galindo *et al.*, 1993; De Vicente *et al.*, 1996b).

De este modo, el origen del campo de esfuerzos NO-SE, activo en el borde orientado de la cuenca del Tajo desde el Mioceno medio hasta la actualidad, estaría en el SE de la península Ibérica (Cordilleras Béticas), desde donde se produce la transmisión de los esfuerzos hacia el interior peninsular a lo largo del Neógeno y el Cuaternario. La transmisión de los esfuerzos a lo largo de la placa Ibérica queda reflejada en los estados de esfuerzos recientes y actuales deducidos, incluso, en áreas de baja deformación como es la Llanura Manchega (Rincón *et al.*, 1996). Por otra parte, recientes estudios sobre la fracturación en áreas volcánicas del interior de la placa Ibérica, indican que, tanto la posición, como el ascenso de materiales volcánicos en las zonas de Olot (Vegas, 1994) y Campos de Calatrava (Vegas y Rincón, 1996; Rincón *et al.*, 1996), parecen estar controlados por fallas direccionales y normales NO-SE, dentro de un régimen de esfuerzos de tipo desgarre con σ_{HMAX} orientado NO-SE.

Los datos de esfuerzos actuales obtenidos en el interior peninsular (De Vicente *et al.*, 1996b; Giner, 1996; Herráiz *et al.*, 1996; Rincón *et al.*, 1996), en las Béticas (Galindo *et al.*, 1993), en Portugal (Cabra, 1993; Ribeiro *et al.*, 1996) y en el norte de Marruecos (Medina, 1995), indican claramente que el campo de esfuerzos actual en la mayor parte de la península Ibérica tiene una orientación NO-SE, coincidente con la orientación del campo de esfuerzos *Guadarrama*, y subparalelo al vector de movimiento entre Iberia y África desde el Mioceno superior (Albarello *et al.*, 1995).

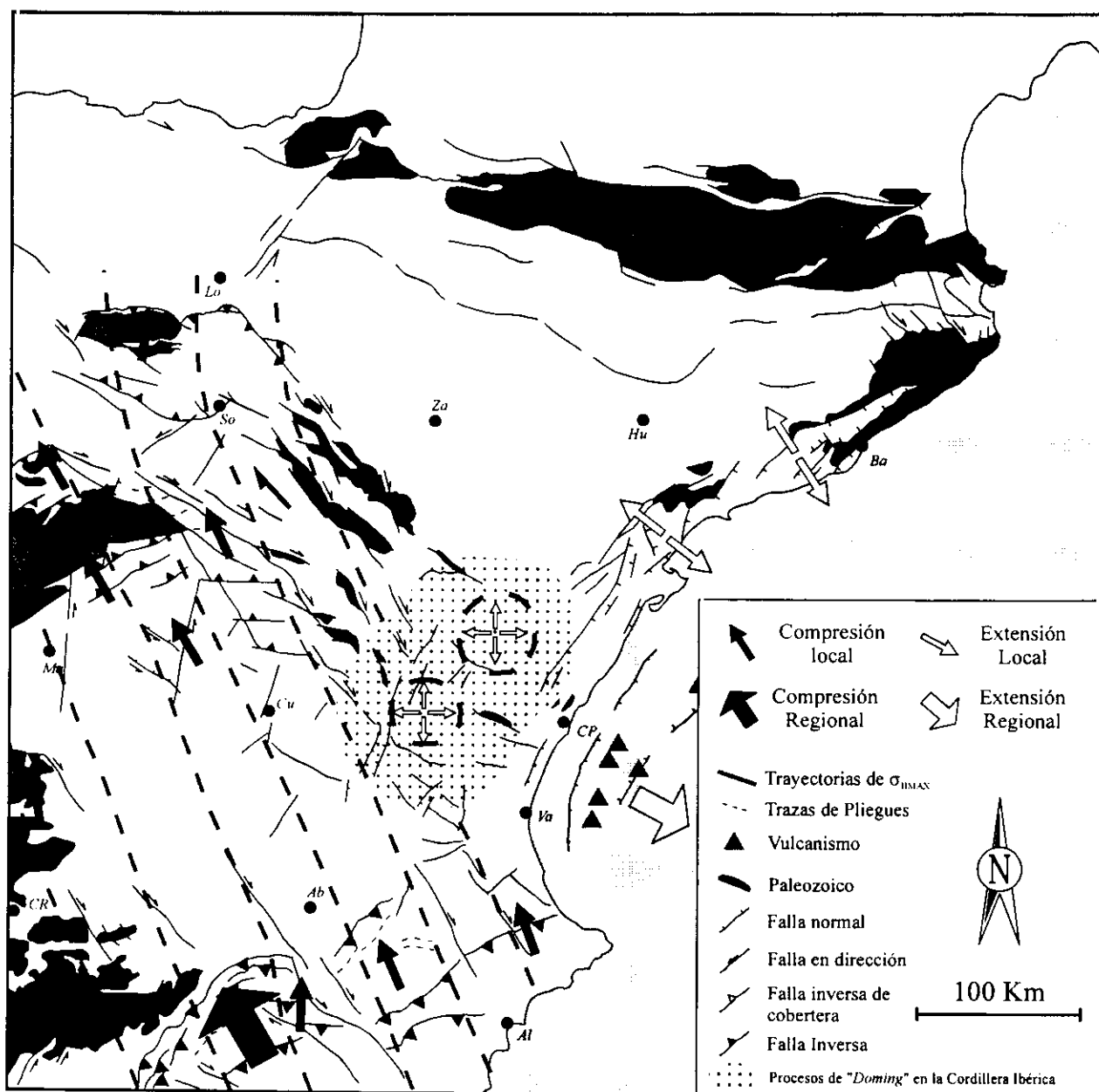


Figura 10.1.5: Modelo cinemático y dinámico propuesto para las deformaciones originadas durante la actuación del campo de paleoesfuerzos "Guadarrama" en el centro peninsular durante el Mioceno medio-superior (ver texto para la explicación).

Los esfuerzos Recientes extensivos

A partir del Mioceno superior se produce un cambio en la cinemática del Mediterráneo Occidental que se refleja en el relleno de todas las cuencas terciarias (Calvo *et al.*, 1993) y en un cambio generalizado de régimen tectónico (Moissenet, 1989; Simón, 1990; De Vicente *et al.*, 1990, 1996a). Sin embargo, a pesar del cambio de régimen tectónico, las direcciones de acortamiento no parecen variar desde el Mioceno medio, y se mantienen NO-SE en la mayor parte de la península Ibérica (De Vicente *et al.*, 1996b).

En su parte oriental, el campo de esfuerzos compresivo NO-SE aparece más difuso, debido a los procesos de *rifting*, asociados con la apertura del Golfo de Valencia, que comienzan en el Mioceno inferior, y que migran con el tiempo hacia zonas más internas de la península Ibérica (Simón, 1984, 1989; De Vicente, 1988; Banda y Santanach, 1992; Vegas, 1992b). De este modo, los esfuerzos de tipo extensión radial presentes en el Mioceno - Cuaternario en la Cordillera Ibérica, han sido relacionados clásicamente con el avance de la apertura del Golfo de Valencia hacia el interior peninsular (Simón, 1989, 1990; De Vicente, 1988).

El carácter radial de la extensión ha sido atribuido al proceso de “*doming*” ligado a la apertura del *rift* en el E peninsular, así como a la presencia de estructuras previas y a la relajación que experimenta σ_3 al formarse fracturas tensionales perpendiculares (Simón, 1990).

De un modo sincrónico con el proceso de extensión, se produce un levantamiento de todo el margen oriental de la península Ibérica, que va acompañado con un encajamiento generalizado de la red fluvial (Martín Serrano, 1994; Vergés *et al.*, 1996). Este levantamiento ha sido recientemente modelizado e interpretado por Janssen *et al.* (1993) como el rebote elástico originado en los flancos del *Rift* del Golfo de Valencia.

La aparición de procesos extensivos en el borde oriental de la cuenca del Tajo se produce a partir del Mioceno superior. Además, en la zona de estudio la extensión radial presente en la Cordillera Ibérica es sustituida por un campo de esfuerzos con una orientación de σ_3 hacia el SE (fig. 10.1.6). Esta extensión, que coexiste con la compresión en régimen de desgarre orientada de un modo paralelo (NO-SE) del campo *Guadarrama*, ha sido interpretada por algunos autores en relación a otros procesos diferentes del “*rifting*” del Golfo de Valencia. Así, ciertos autores sugieren que los esfuerzos extensivos NO-SE pueden estar relacionados con la extensión que se produce en la parte externa superficial de una serie de pliegues o flexiones corticales transversales a la compresión NO-SE, unido al efecto de rebote isostático que sigue al engrosamiento cortical producido durante el levantamiento del Sistema Central (Van Wees *et al.*, 1995; De Vicente *et al.*, 1996b; Giner, 1996; Rincón y Vegas, 1996). Estas flexiones corticales se distribuyen a lo largo de toda la península, siendo su amplitud y longitud de onda función de los esfuerzos y de las características elásticas de la corteza (EET, Van Wees, 1994). La presencia de inhomogeneidades corticales previas, como es el caso de la falla del borde S del Sistema Central, produce un efecto muy importante en la nucleación de la deformación, y en la amplificación de las flexiones corticales.

Modelo sobre el campo de esfuerzos “*Reciente*”

Las características de los esfuerzos del campo *Reciente* extensivo en la superficie de la zona de estudio, sugieren una relación más próxima con el proceso de convergencia placa Ibérica -

África que con el proceso de extensión radial asociado con el proceso de *rifting* del Golfo de Valencia. Los datos que parecen apoyar esta relación son los siguientes:

1) Las principales macroestructuras extensivas que aparecen en la zona de estudio se sitúan, fundamentalmente, en bandas coincidentes con los afloramientos del Mioceno superior que se corresponden con suaves antiformas de dirección NE-SO (*sistema de fosas del Tajo y del Tajuña*; Giner, 1996; De Vicente *et al.*, 1996b; *flexión antiformal de la Sierra de Altomira y sinformal de la Llanura Manchega*, Rincón y Vegas, 1996).

2) La coaxialidad de los ejes principales de esfuerzo entre los estados compresivos y extensivos, y sus relaciones cronológicas relativas (sincrónicas y/o alternantes).

3) Desde un punto de vista fisiográfico, los relieves positivos y negativos presentan una orientación NE-SO, con familias de fallas normales paralelas, y sistemas de fracturas transversales NO-SE y, en menor medida, N-S.

4) La aparición de perturbaciones en las trayectorias de σ_{HMIN} parece estar relacionada con la presencia de estructuras previas, tal y como sucede en el sector septentrional de la Sierra de Altomira (con fallas en el basamento y en la cobertera de dirección N10-N20E), o hacia el S de la zona de estudio, donde pasan a ser N-S en las proximidades del accidente del Záncara, de dirección E-O.

El modelo que se propone para el periodo Plioceno - actualidad consiste en una continuidad del campo de esfuerzos regional con σ_{HMAX} NO-SE en régimen de desgarre, pero con una disminución en la intensidad de los esfuerzos (menor σ_1 - σ_3). Asociado a esta disminución en la magnitud de los esfuerzos efectivos, se produciría un cambio en los mecanismos de acomodación de la deformación en el interior peninsular:

◊Dejarían de ser activas las grandes fallas inversas NE-SO del Sistema Central, de la Cordillera Ibérica y algunos frentes de cabalgamiento del Prebético, tal y como revelan los datos de relleno de la cuencas Terciarias (Calvo *et al.*, 1990).

◊ Los esfuerzos se relajarían mediante la acomodación de dos tipos de estructuras principales:

A) El desarrollo de pliegues litosféricos transversales a la dirección de σ_{HMAX} (Van Wees *et al.*, 1995; De Vicente *et al.*, 1996b; Rincón y Vegas, 1996).

B) La actividad de las fallas en dirección NO-SE dextrosas y N-S sinestrosas, que actuarían con una mayor componente normal.

Ambos tipos de estructuras son los que conforman mayoritariamente la fisiografía del centro peninsular al O de la Cordillera Ibérica, tal y como ya han puesto de manifiesto diversos autores (Giner, 1996; Rincón y Vegas, 1996). Por otra parte, la presencia de una actividad sísmica moderada-baja en la cuenca del Tajo concentrada en las charnelas de las flexiones (Giner, 1996; cap. 9), apoya la hipótesis de la presencia de flexiones corticales en el centro peninsular.

Los datos que indican esta disminución en la actividad compresiva son la brusca disminución de la sedimentación ligada al Sistema Central y la Cordillera Ibérica, la reorganización que sufre la cuenca del Tajo, que pasa a ser de tipo exorreica, y la aparición de vulcanismo en la Llanura Manchega.

Lo más probable es que las flexiones corticales también se desarrollaran durante el Mioceno medio-superior, aunque, dada la magnitud de las deformaciones ligadas a los cabalgamientos y *transfers* del Sistema Central y la Cordillera Ibérica, ésta se viera enmascarada.

Otro efecto que conviene tener en cuenta, a la hora de valorar el cambio en la actividad tectónica en el Mioceno superior, consiste en el rebote isostático consiguiente al engrosamiento cortical producido durante la estructuración del Sistema Central (Suriñach y Vegas, 1988, Pérez Agudo, 1995). Este efecto se ve claramente reflejado en el fuerte grado de incisión fluvial que presenta la red fluvial de la cuenca del Tajo, y coexiste con el efecto añadido causado por las flexiones corticales NO-SE.

De este modo, resulta posible distinguir una serie de flexiones positivas (antiformas) y negativas (sinformas) de primer y segundo orden, repartidas a lo largo de la zona de estudio (fig. 10.1.6). Las más importantes presentan una orientación NE-SO, y se desarrollan transversalmente a σ_{HMAX} en la parte oriental, mientras que hacia el E éstas son sustituidas por los relieves positivos NO-SE de la Cordillera Ibérica.

Entre las flexiones NE-SO, caben destacar dos positivas (flexiones antiformales del páramo, FA₁, y de la Sierra de Altomira, FA₂) y una negativa (flexión sinformal del río Tajo, FS₁).

A) *La flexión antiformal del Páramo (FA₁)* es la que presenta una geometría antiformal más marcada, y un mayor grado de extensión en superficie. Además, la sismicidad indica que las estructuras activas principales son familias de fallas normales e inversas paralelas a dicha flexión (Giner, 1996). Estas características pueden estar relacionadas con la amplificación del comportamiento elástico que produce la falla del borde S del Sistema Central, tal y como demuestran los modelos flexurales en 3D (Van Wees, 1994; Van Wees *et al.*, 1995).

B) *La flexión antiformal de la Sierra de Altomira (FA₂)* se encuentra situada al sur de la zona de falla de Tarancón, presenta una geometría mucho más laxa que la del Páramo, con una menor intensidad de la extensión en superficie. Los esfuerzos extensivos deducidos en esta flexión presentan un carácter más radial, y se orientan más N-S, probablemente debido a la presencia de la falla del Zancara, de dirección E-O. Esta menor amplitud de la flexión queda también reflejada en un encajamiento fluvial muy leve de los ríos entre la Llanura Manchega y la zona de falla de Tarancón.

C) *La flexión sinformal del río Tajo (FS₁)*. Se sitúa entre las dos flexiones positivas anteriores, y coincide con el valle del río Tajo y con el sector central de la Sierra de Altomira. Es en esta zona de relieves negativos, orientada NE-SO, donde han quedado mejor preservadas las estructuras compresivas N-S de la Sierra de Altomira.

D) *La flexión Antiformal de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica*. Esta flexión conforma unos relieves positivos orientados NO-SE, que enrasan con la superficie antiformal del páramo (basculada hacia el SO en el extremo N de la zona de estudio). Dada la evolución de los esfuerzos a lo largo del Terciario y el Cuaternario, estos relieves pueden estar relacionados con tres procesos:

1) Las estructuras transpresivas generadas durante el Paleógeno por el campo de esfuerzos *Ibérico-Pirenaico*.

2) La actividad transpresiva dextrorsa durante la actividad del campo *Bético-Guadarrama* (Mioceno - actualidad).

3) El levantamiento isostático y el *doming* relacionado con los procesos de *rifting* del Golfo de Valencia.

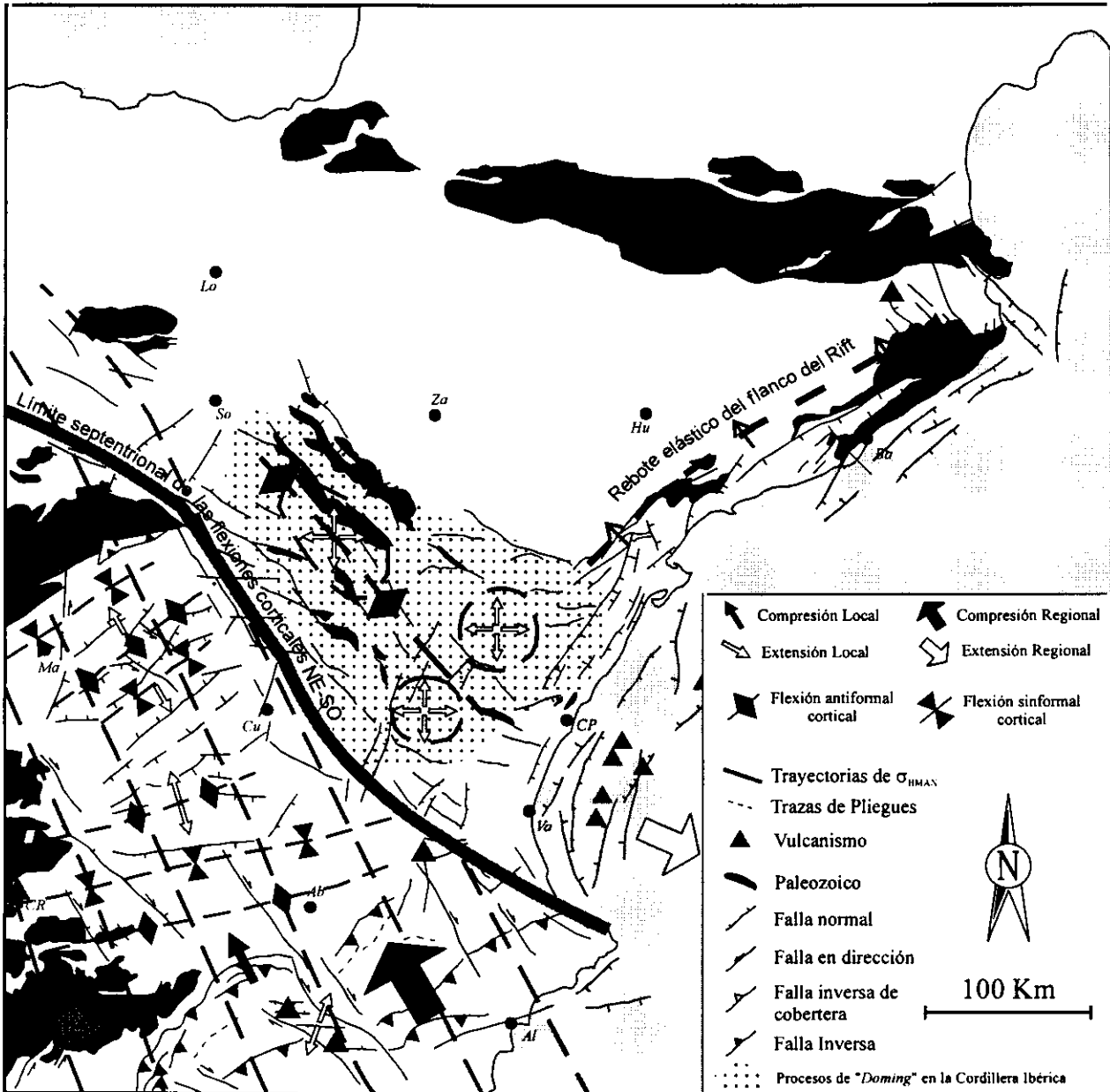


Figura 10.1.6: Modelo cinemático y dinámico propuesto para los esfuerzos y deformaciones activas durante el Plioceno - Cuaternario en el centro peninsular (ver texto para la explicación).

Lo más probable es que el conjunto de relieves positivos orientado NO-SE sea el resultado acumulado de los tres procesos.

Sin embargo, la presencia de actividad sísmica en la Cordillera Ibérica, indica una actividad tectónica actual, distinguiéndose dos grupos principales de mecanismos focales, que coinciden con los campos de esfuerzos deducidos en superficie (*Guadarrama* y *Reciente*, Giner, 1990, caps. 6 y 9):

A) Mecanismos focales de tipo desgarre, de falla normal y normal-direccional, que indican una

compresión NO-SE compatible con el campo de esfuerzos *Bético-Guadarrama*.

B) Mecanismos focales correspondientes a fallas de tipo normal y normal-direccional que indican una extensión hacia el SE.

Teniendo en cuenta todas estas consideraciones, interpretamos al campo de esfuerzos *Reciente* como el resultado de la descomposición en superficie del campo de esfuerzos regional compresivo *Bético-Guadarrama*, en relación a las flexiones corticales NE-SO generadas por el campo primario.

10.2 - ALGUNAS REFLEXIONES SOBRE LOS CAMPOS DE ESFUERZOS Y SU RELACIÓN CON EL CONCEPTO DE FASE O EVENTO TECTÓNICO.

Para un campo de esfuerzos definido en una zona y un lapso de tiempo determinado, la deformación asociada presenta una distribución heterogénea. Además de ese carácter heterogéneo, tanto la nucleación como la propagación y cinemática de las estructuras depende, no sólo de los esfuerzos que las originan, sino de otros muchos factores (mecánicos, reológicos, geométricos, etc.).

Este elevado número de factores hace que, tanto el análisis, como la modelización de las deformaciones, sean mucho más complicados que el análisis de los esfuerzos. Este es el motivo fundamental para que, al menos en el nivel estructural superior, resulte más sencillo agrupar y analizar los eventos tectónicos por las causas que los originan (esfuerzos) en lugar de por los resultados (deformaciones), que dependen de más variables. No obstante, los campos de esfuerzos también presentan variaciones, que necesitan ser conocidas en orden a comprender el episodio tectónico que representan.

Dado que la evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo se puede explicar en tres etapas principales, coincidentes cada una con un campo de esfuerzos compresivo, resulta conveniente incidir en las variaciones que estos campos presentan. Las variaciones más importantes producen cambios en la forma y orientación de los estados de esfuerzos puntuales, y son de dos tipos:

A) *Variaciones en el tiempo.* Este tipo de variaciones suelen ser el reflejo del cambio de las condiciones de contorno de la zona analizada, o bien de los propias condiciones internas, fruto del resultado de las estructuras que los esfuerzos han generado.

B) *Variaciones en el espacio.* Suelen corresponderse con perturbaciones o permutaciones asociadas a estructuras o cambios de propiedades reológicas, o bien a la variación de las magnitudes de los esfuerzos en función de la posición respecto a las fuentes de esfuerzos o límites geológicos importantes.

En este capítulo se van a analizar los dos tipos de variaciones principales que pueden aparecer en un campo de esfuerzos. Para ello nos

vamos a centrar en los dos campos de esfuerzos más recientes, de los que se dispone de un registro más completo:

◇ Las variaciones temporales se van estudiar en relación al cambio detectado en las formas de los tensores de esfuerzos a partir del Mioceno superior en el campo de esfuerzos *Guadarrama*.

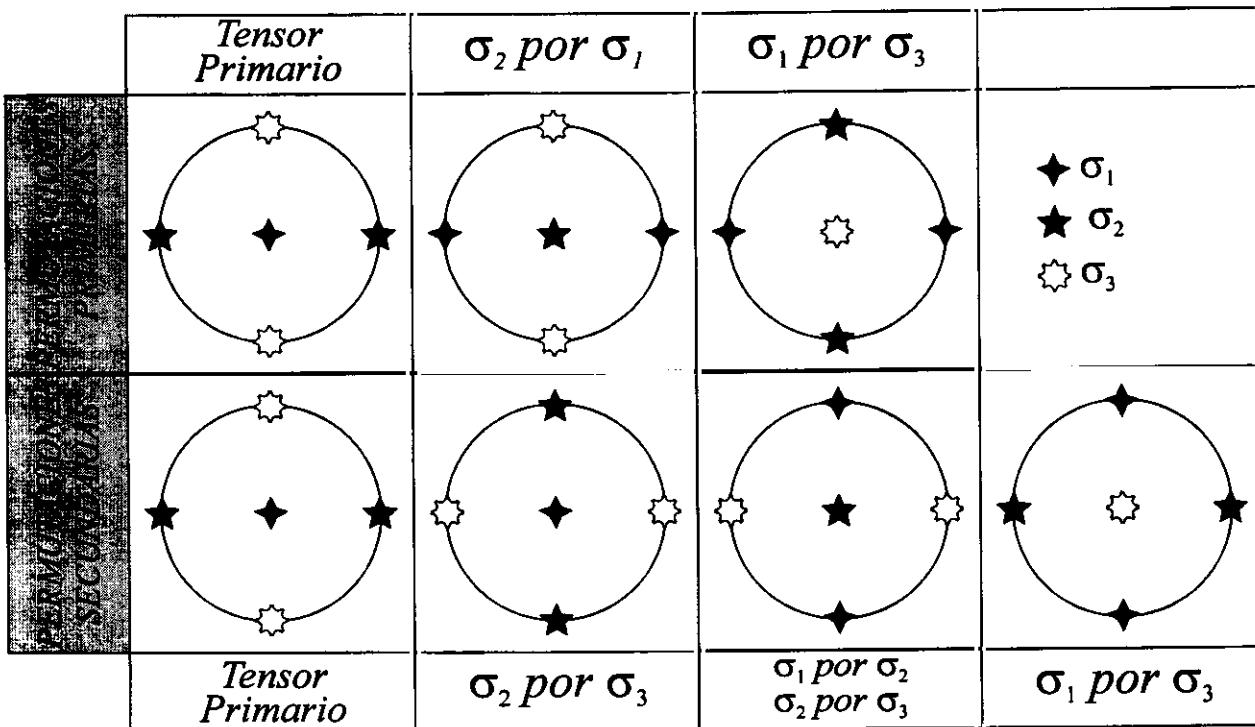
◇ Las variaciones de los esfuerzos en el espacio se van analizar en el campo de esfuerzos *Altomira*, ya que en las estructuras generadas durante su actuación es posible diferenciar sectores con características estructurales diferentes. Esta variación de las estructuras en sectores bien definidos deben responder, de algún modo, a variaciones en los esfuerzos que las han originado.

Un tipo de variaciones particulares son las permutaciones entre los ejes principales. Éstas no son más que una variación en las magnitudes de los ejes principales sin que cambien sustancialmente sus orientaciones. Dado que las permutaciones han sido una de las variaciones de esfuerzos más comunes, antes de discutir las variaciones espacio-temporales de los campos de esfuerzos, vamos a discutir una serie de aspectos que atañen al tipo, origen y detectabilidad de las permutaciones.

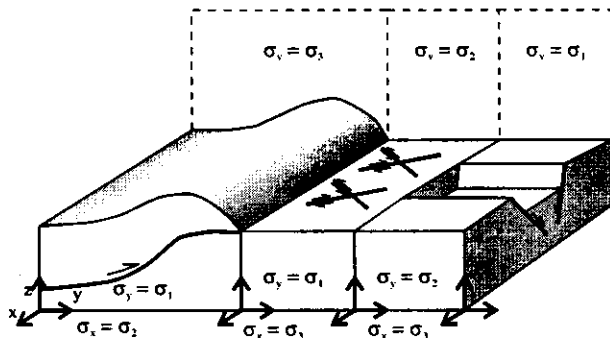
10.2.1 - TIPOS DE PERMUTACIONES DE LOS EJES PRINCIPALES DE ESFUERZO, Y FACTORES QUE INFLUYEN EN SU GÉNESIS Y DETECTABILIDAD

Si analizamos los estados de esfuerzo puntuales, asimilados a los diferentes campos de esfuerzos deducidos en la zona de estudio, llama poderosamente la atención la aparición de estados de esfuerzo permutados en todos ellos.

De todas las posibles permutaciones, las más comunes son aquellas en las que los esfuerzos horizontales máximos (σ_{HMAX}) y mínimos (σ_{HMIN}) permanecen constantes (se intercambian σ_1 por σ_2 y σ_2 por σ_3). No obstante, también se han detectado permutaciones cronológicamente equivalentes en las que se intercambian las orientaciones de σ_{HMAX} y de σ_{HMIN} . Al primer grupo de permutaciones las denominamos como *primarias*, y al segundo grupo como *secundarias* (fig. 10.2.1).



A) Permutaciones Primarias



B) Permutaciones Secundarias

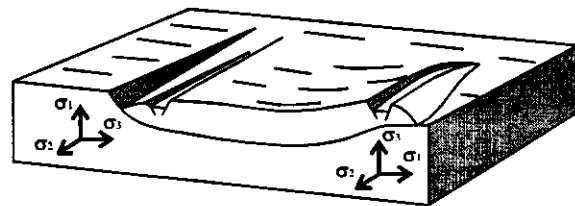


Figura 10.2.1: Tipos de permutaciones que se pueden producir a partir de un estado de esfuerzos primario: A) Permutaciones primarias (con conservación de las orientaciones de σ_{HMAX} y σ_{HMIN}). B) Permutaciones secundarias (con intercambio de las orientaciones entre σ_{HMAX} y σ_{HMIN}). Los bloques diagramas están modificados de Sassi y Faure (1996).

Si analizamos la frecuencia de los dos grupos de permutaciones obtenidas a partir de los datos de campo, se observa como sólo se han detectado permutaciones secundarias en los dos campos más recientes, mientras que en el campo de esfuerzos *Ibérico* sólo se han observado permutaciones primarias (fig. 10.2.2).

Parece claro que, además de otros factores locales, tanto el nivel de observación, como la edad la deformación, deben jugar un papel importante en el desarrollo aparente de los esfuerzos permutados.

1 - Influencia del nivel de observación

Resulta muy interesante comprobar el hecho de que, en la mayor parte de los trabajos sobre reconstrucciones de paleoesfuerzos, los tensores dominantes durante el periodo más reciente (Plioceno - Cuaternario) sean de tipo extensivo. Esto es así incluso en aquellas zonas el planeta sometidas a procesos de convergencia importantes, como son los Andes o el Himalaya (Delouis *et al.*, 1996; Sebrier *et al.*, 1985).

Uno de los factores que más influye en esta alta frecuencia de estados extensivos en los

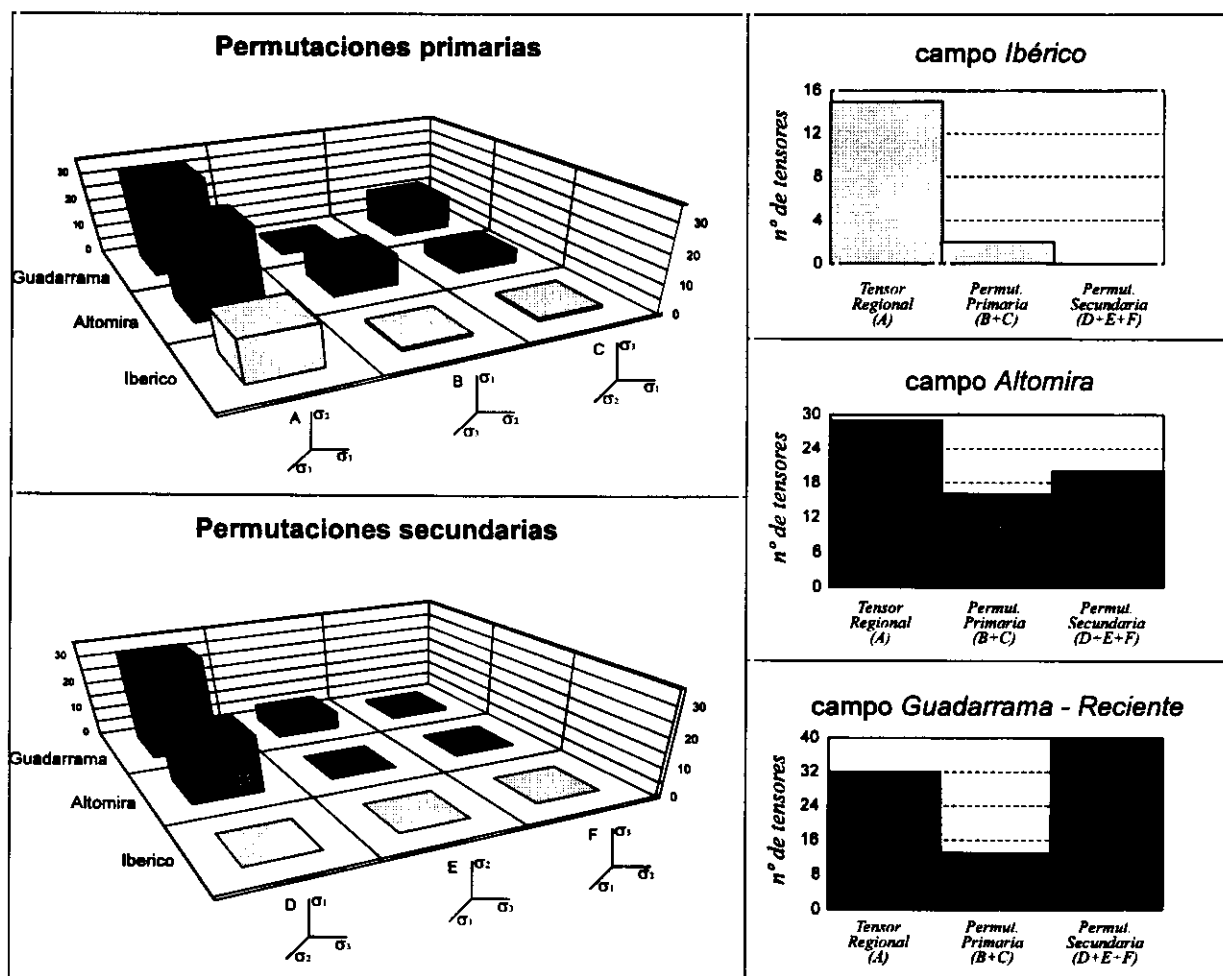


Figura 10.2.2: Representación de las permutaciones de los ejes principales de esfuerzos detectadas para los tres tensores medios deducidos, originalmente de tipo desgarre. Arriba se muestran los histogramas correspondientes a las frecuencias del tensor medio y a las permutaciones de tipo Primario (σ_{HMAX} y σ_{HMIN} constantes). Abajo se muestran los histogramas de frecuencias de las permutaciones de tipo Secundario, que intercambian dichas posiciones. En los histogramas correspondientes a cada campo de esfuerzos individual (derecha) se puede observar cómo aumenta el número de permutaciones en los campos más recientes (ver texto para la explicación).

materiales más recientes, es la presencia de la superficie terrestre. El hecho de que la superficie terrestre esté sometida únicamente a la acción de la gravedad, frente a la carga litostática más los esfuerzos tectónicos a los que está sometida el resto de la corteza, hace que esta superficie pueda considerarse como *libre*.

Si se analiza la manera en que se acomoda la deformación en esta superficie, para un estado de esfuerzos tectónico compresivo horizontal (fig. 10.2.3), frente al resto de la corteza, se puede concluir que:

✧ En el caso de la superficie libre, la única fuerza que hay que vencer para que se produzca deformación o movimiento en la vertical es la gravedad. En este caso, o en su proximidad, el

efecto que se produce es un aumento de la superficie, con la consiguiente formación de tensores de esfuerzos extensivos.

✧ Por el contrario, para una situación en profundidad, actúa de un modo importante la carga litostática. La suma del esfuerzo litostático y el tectónico, genera un estado de esfuerzos compresivo en profundidad, aún cuando se pueda producir movimiento o deformación extensiva en la vertical.

Recientes modelos numéricos desarrollados en cuñas de cabalgamientos, muestran la presencia de extensiones en superficie asociadas a la generación de estructuras de tipo *pop-up* (Sassi y Roure, 1996). Otro ejemplo de este tipo de esfuerzos extensivos en superficie paralelos a la

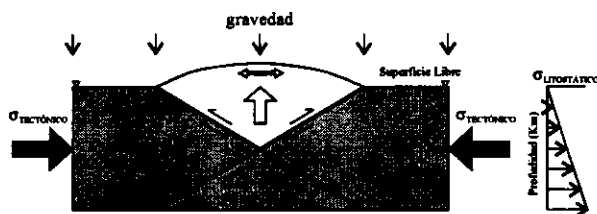


Figura 10.2.3: Efecto de la superficie libre en el caso de un esfuerzo tectónico horizontal sumado al esfuerzo litostático. El aumento de la superficie libre en la zona de levantamiento se traduce en la presencia de esfuerzos extensivos en las proximidades de la superficie. Este efecto ha sido comprobado mediante modelizaciones numéricas (Sassi y Roure, 1996).

compresión regional, ha sido detectado en el margen convergente andino (norte de Chile, Delouis *et al.*, 1996).

2 - Efecto de la edad de la deformación

La presencia de estructuras previas facilita el desarrollo de reactivaciones por los esfuerzos más recientes. De entre todas las posibles reactivaciones de planos previos por estados de esfuerzos posteriores, las más probables son las de planos de alto buzamiento por esfuerzos extensivos, debido a que son las que menos magnitud de esfuerzos necesitan para unas condiciones mecánicas determinadas (Yin y Ranalli, 1992, cap. 3).

Ejemplo de esta situación es el rejuego, como fallas normales reactivadas por el campo *Reciente*, de la mayor parte de los sistemas de fallas en dirección generadas por los campos compresivos *Ibérico* y *Altomira* (cap. 6).

3 - Influencia de efectos estructurales locales

El último grupo de factores lo constituyen todos aquellos comentados en el capítulo 3, que hacen referencia a la descomposición de esfuerzos regionales en estructuras concretas, o debido a variaciones de propiedades físicas en la corteza (densidad, resistencia; Zoback, 1992; Sassi y Faure, 1996).

Un ejemplo de este tipo de permutaciones debido a efectos locales, es el conjunto de estados de esfuerzos extensivos que se desarrollan durante la actuación del campo *Altomira* en los sistemas de

pliegues asociados a los cabalgamientos. Estos esfuerzos han sido interpretados en todos los casos, como debidos, bien a la descomposición del esfuerzo regional por encima de superficies neutras de no deformación longitudinal finita de los pliegues, o bien a la presencia de fallas normales de alto buzamiento como mecanismo de adelgazamiento de los flancos volcados de dichos pliegues.

Por último, conviene recordar que los tres tipos de efectos mencionados pueden generar permutaciones, tanto de tipo primario como secundario, en función de su importancia relativa.

10.2.2 - VARIACIONES DE LOS CAMPOS DE ESFUERZOS EN EL TIEMPO

Para analizar la variación de los campos de esfuerzos a lo largo del tiempo, se ha elegido el campo de esfuerzos *Guadarrama*, debido a que presenta dos características principales:

✧ Una distribución de las orientaciones de los esfuerzos horizontales muy homogénea en la zona de estudio desde el Mioceno medio hasta la actualidad.

✧ Un importante cambio paleogeográfico y tectónico en el Mioceno superior, que coincide con una reestructuración de primer orden en el movimiento de las placas Africana y Euroasiática.

Así pues, para analizar el efecto de un proceso tectónico de orden mayor sobre el campo de esfuerzos *Guadarrama*, se van a analizar los estados de esfuerzos puntuales deducidos en: A) materiales comprendidos entre el Mesozoico y el Mioceno superior, y B) materiales de edad Pliocena y Cuaternaria (fig 10.2.4).

Los datos mostrados en la figura 10.2.4, junto con la aparición de tensores de esfuerzos extensivos del campo *Reciente*, indican una disminución en la magnitud de la compresión en la horizontal a partir del Mioceno superior (9 Ma). Este cambio aparente en la forma de los elipsoides de esfuerzos a partir del Mioceno superior, lleva consigo un comportamiento más extensivo de las fallas activas, y una mayor frecuencia de fallas normales NO-SE.

No obstante, y antes de ahondar en el posible origen de este cambio de régimen, resulta necesario recordar el carácter muy superficial de las medidas, que favorecen la mayor presencia de

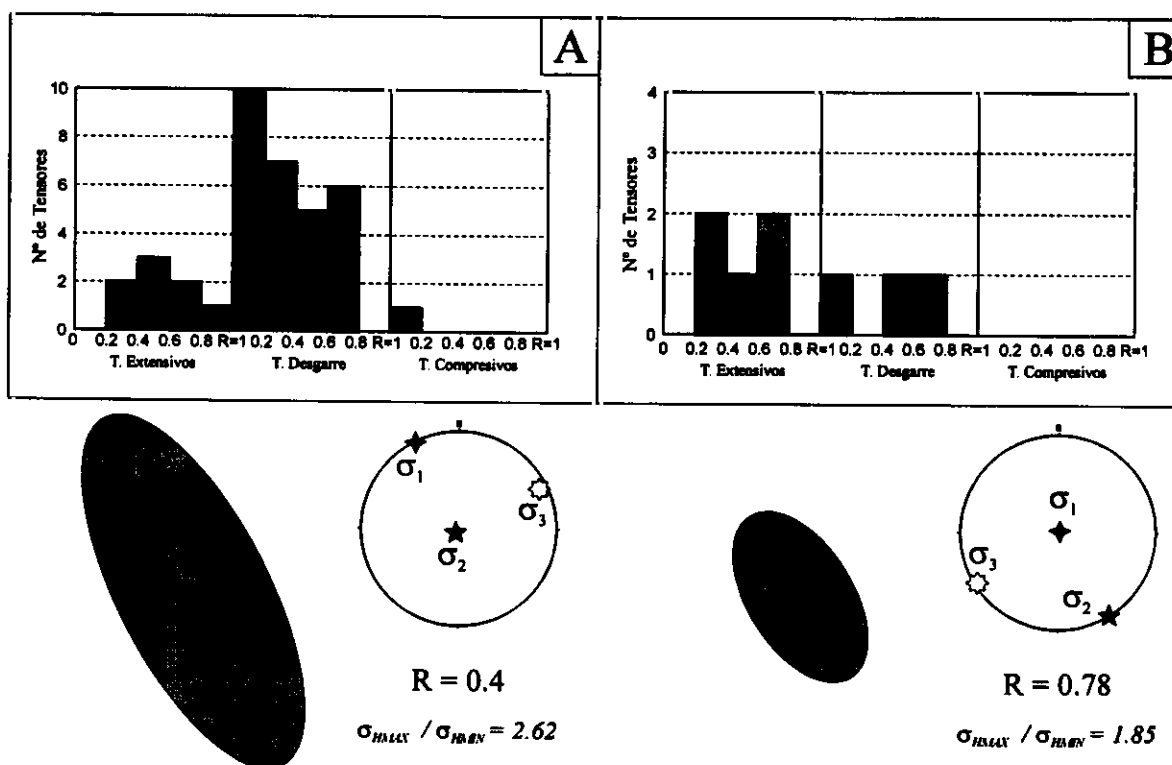


Figura 10.2.4: Tipos de tensores pertenecientes al campo de esfuerzos "Guadarrama" deducidos en fallas que afectan a materiales: A) pre-Plioceno y B) Plio-Cuaternarios. En la parte inferior se muestran los tensores de esfuerzo medios calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992), y la proyección de los ejes principales en la horizontal para un mismo esfuerzo vertical. Los resultados demuestran una disminución en la magnitud de los esfuerzos a partir del Mioceno superior, si bien se mantiene constante su orientación.

tensores extensivos. No obstante, y a pesar de este efecto indudable, el cambio debe de haber existido, sobre todo si se tienen en cuenta los siguientes factores:

- ✧ El brusco cambio en la paleogeografía de la cuenca de Madrid a partir del Mioceno superior, que pasa a ser de tipo exorreica (Calvo *et al.*, 1990).
- ✧ El cese o fuerte disminución de la actividad tectónica en numerosos sistemas de cabalgamientos, y *transfers* asociados, en buena parte del Sistema Central (especialmente en el borde N; De Vicente *et al.*, 1996b).
- ✧ El desarrollo del vulcanismo en el interior peninsular (Campos de Calatrava), favorecido por el desarrollo de desgarres, fallas normales y macrodiscontinuidades de tipo I, de dirección NO-SE (paralelas a σ_{HMAX} , Vegas y Rincón, 1995; Rincón y Vegas, 1996).
- ✧ El fuerte encajamiento que presenta la red fluvial en la cuenca del Tajo.

El cambio en la intensidad de los esfuerzos a partir del Mioceno superior va acompañado, aparentemente, de una variación en los mecanismos de acomodación de la deformación. Así, durante el

Plioceno y el Cuaternario dejarían de ser activas las fallas inversas que originan los *pop-up* y *pop-down* del sistema Central, pasando a tener una mayor importancia las fallas en dirección y normales orientadas NO-SE y N-S. Esta actividad de fallas en dirección y normal-direccionales, va acompañada con la presencia de flexiones corticales perpendiculares a la compresión horizontal NO-SE. Lo más probable es que dichas flexiones ya se desarrollaran durante el Mioceno medio y superior, pero su efecto relativo sería menor en relación a las fallas inversas desarrolladas en el Sistema Central, Montes de Toledo y Cordillera Ibérica.

Otros factores que pueden haber influido en el cambio en el régimen de esfuerzos que se produce en el Mioceno superior son:

- ✧ El rebote isostático posterior al engrosamiento cortical producido en el Sistema Central.
- ✧ El efecto de la carga litostática añadida del peso de los sedimentos en las cuencas terciarias,
- ✧ La influencia de los procesos extensivos relacionados con la apertura del Golfo de Valencia y del *doming* presente en la Cordillera Ibérica.

10.2.3 - VARIACIONES DE LOS ESFUERZOS EN EL ESPACIO: RELACIONES CON LA DEFORMACIÓN

Antes de discutir las variaciones en el espacio de un campo de esfuerzos, conviene tener en cuenta que algunos resultados del *World Stress Map Project* (Zoback, 1992):

1 - Los esfuerzos intraplaca de primer orden son el resultado de la acción de fuerzas compresivas que se aplican en los bordes de las placas.

2 - Las zonas intraplaca con extensión activa se desarrollan en zonas de elevada topografía, como en el altiplano Andino, plataforma Tibetana, Cordillera Occidental Norteamericana, o la plataforma occidental del Océano Índico.

3 - La aparición de estados de esfuerzos secundarios puede estar asociada a efectos geológicos y tectónicos tales como la presencia de flexiones litosféricas, contrastes laterales de densidad y resistencia, que dan lugar a fuerzas de flotabilidad.

Para discutir las variaciones que se producen en un campo de esfuerzos durante un lapso de tiempo determinado, y sus relaciones con las deformaciones asociadas, se van a analizar las características de los esfuerzos del campo *Altomira* en seis zonas diferentes: los sectores meridional, central y septentrional de la Sierra de Altomira, la Sierra de Bascuñana, el anticlinorio de Pareja, y el borde de la Cordillera Ibérica. En primer lugar, se han agrupado todas las fallas medidas en cada uno de estos sectores, y se han calculado los tensores de esfuerzos medios correspondientes (fig. 10.2.5). El siguiente paso ha consistido en comparar las características de los esfuerzos medios calculados con los valores de acortamiento y cinemática de las estructuras.

Los resultados obtenidos (fig. 10.2.5) permiten establecer una serie de conclusiones muy interesantes:

✧ En los tres sectores de la Sierra de Altomira (central, meridional y septentrional), tanto las magnitudes relativas de σ_{HMAX} , como la proporción $\sigma_{HMAX} / \sigma_{HMIN}$ permanecen constantes, si se supone una misma carga vertical.

✧ La magnitud de los esfuerzos horizontales y de la razón $\sigma_{HMAX} / \sigma_{HMIN}$, parece ser menor en el anticlinorio de Pareja que en la Sierra de Altomira.

✧ Los mayores valores de $\sigma_{HMAX} / \sigma_{HMIN}$ y de diferencia de esfuerzos relativa, se obtienen en la Sierra de Bascuñana.

En general, se puede concluir que existe una buena correlación entre los tensores de esfuerzo deducidos del análisis mesoestructural y las macroestructuras presentes en cada sector diferenciado:

✧ Los máximos valores de $\sigma_{HMAX} / \sigma_{HMIN}$ (entre 3 y 4.3) se han obtenido en la transversal Sierra de Bascuñana - sector central de la Sierra de Altomira, que es coincidente con los mayores valores de acortamiento y salto vertical de las estructuras compresivas deducidos.

✧ La disminución de la relación $\sigma_{HMAX} / \sigma_{HMIN}$ que se observa en el anticlinorio de Pareja respecto a la Sierra de Altomira, lo que está de acuerdo con su menor salto vertical.

✧ La permutación de σ_1 por σ_2 respecto al tensor de desgarre regional, detectada en la Cordillera Ibérica, está de acuerdo con la desaparición de las estructuras compresivas N-S, así como con los resultados de elementos finitos. Este intercambio del tensor de desgarre en la Sierra de Altomira y cuenca de Loranca, hacia un tensor de tipo extensivo en la Cordillera Ibérica confirma la hipótesis de que el campo de esfuerzos es un campo local, que debe desaparecer hacia la Cordillera Ibérica.

✧ La presencia de unos valores de $\sigma_{HMAX} / \sigma_{HMIN}$ constantes a lo largo de toda la Sierra de Altomira (próximos a 3), menores que en la Sierra de Bascuñana, sugiere que la posición de este cinturón de deformación debió estar condicionada por factores geométricos y/o reológicos. De otro modo, las estructuras compresivas se habrían desarrollado más hacia el E, donde es mayor la magnitud relativa de los esfuerzos horizontales. Esto está de acuerdo con el posible efecto de las fallas de basamento en la localización de las estructuras compresivas de la cobertera (cap. 8).

✧ El que los máximos valores de $\sigma_{HMAX} / \sigma_{HMIN}$ se hayan obtenido en la Sierra de Bascuñana, puede estar relacionado con los siguientes factores:

1 - La mayor proximidad de la Sierra de Bascuñana al origen de los esfuerzos E-O (proximidad a las zonas internas).

2 - La mayor presencia de materiales plásticos y de la serie sedimentaria deformada, que facilita un desarrollo de pliegues de mayor amplitud y longitud de onda.

3 - El elevado salto vertical de esta estructura.

Con todas estas consideraciones, podemos concluir que los campos de esfuerzos deducidos a partir de mesoestructuras frágiles permiten caracterizar adecuadamente los procesos tectónicos presentes en el borde oriental de la Cuenca del Tajo. Estos esfuerzos nos han permitido completar la información deducida del análisis de las estructuras en cinturones de deformación complejos como la Sierra de Altomira, siempre que se

considere su posición en relación a las estructuras mayores. A conclusiones similares han llegado otros autores en cinturones de pliegues y cabalgamientos con mayores grados de deformación, tales como los Alpes (Decker *et al.*, 1993), o los Pirineos (Martínez Peña *et al.*, 1995).

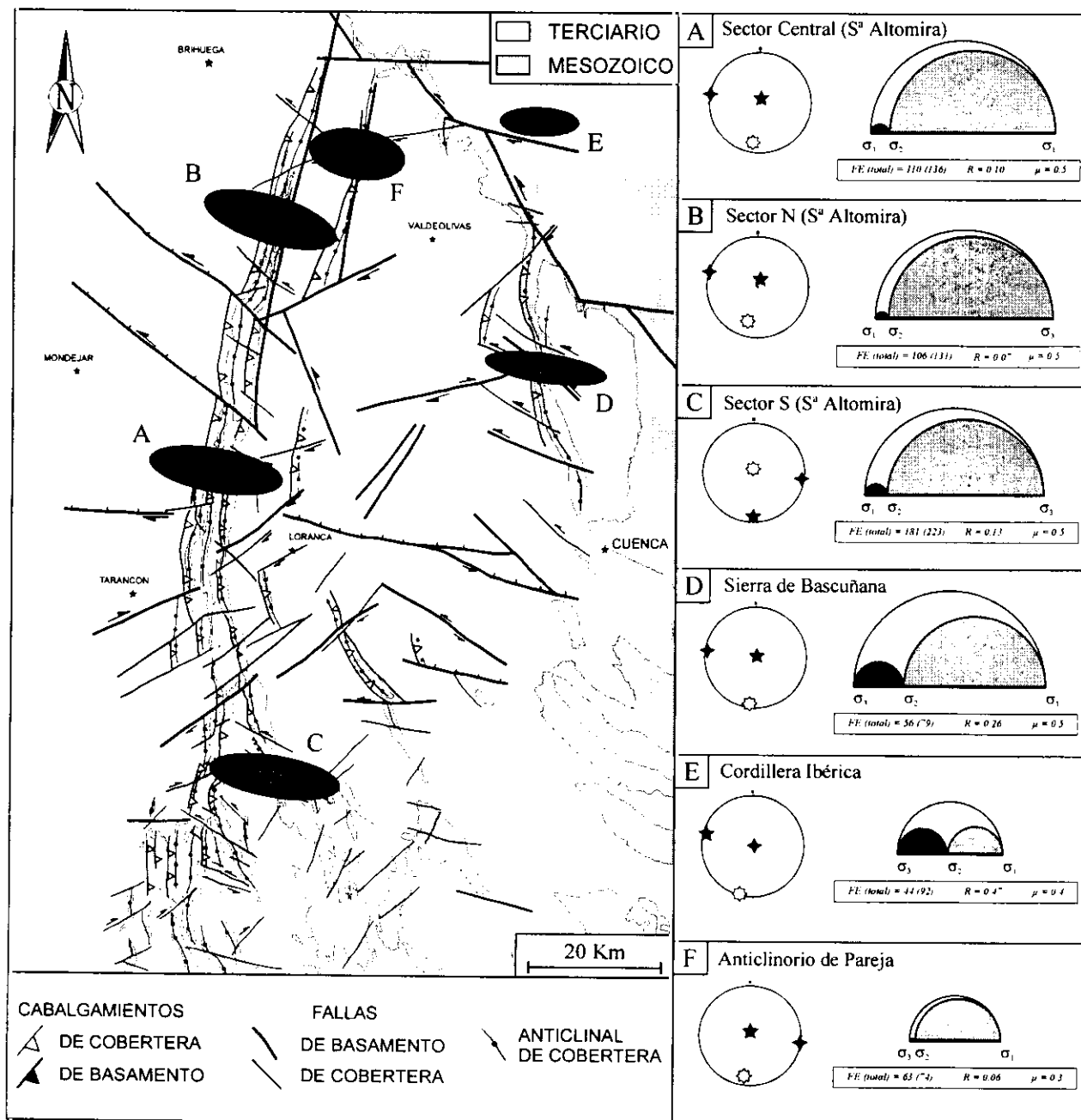


Figura 10.2.5: Variación de los esfuerzos del campo "Altomira" a lo largo de los seis sectores diferenciados en el borde oriental de la cuenca del Tajo. En el mapa de la izquierda se muestra la proyección horizontal de σ_{HMAX} y σ_{HMIN} de cada tensor, suponiendo un eje vertical de igual magnitud para cada sector. A la derecha se proyectan los seis tensores calculados (ver texto para la explicación).

10.3 - CONCLUSIONES

La evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo, desde el Oligoceno hasta la actualidad, se ha establecido en tres episodios mayores, coincidentes cada uno con la presencia de un campo de esfuerzos compresivo. Estos campos de esfuerzos son heterogéneos, tanto por sus propias características intrínsecas, como por su rango de distribución espacial y temporal.

10.3.1 - CAMPO DE ESFUERZOS IBÉRICO (OLIGOCENO INFERIOR, 30 Ma? - OLIGOCENO SUPERIOR, 24 Ma)

Durante la mayor parte del Oligoceno es activo un campo de esfuerzos en régimen general de desgarre con σ_{HMAX} orientado NE-SO y, cuyo origen se sitúa al NE de la zona de estudio (el sistema Ibérico-Pirenaico).

Este campo de esfuerzos produce macroestructuras en el borde SO de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, donde afecta al basamento, y en la mitad meridional de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca, donde sólo afecta a la cobertera mesozoico-paleógena. Las estructuras dominantes son cabalgamientos y pliegues asociados NO-SE (transversales a σ_{HMAX}), mayoritariamente vergentes hacia el SO, aunque también aparecen retrocabalgamientos localmente importantes. Acompañando a estas estructuras frontales se desarrollan dos sistemas de fallas con movimiento en dirección NE-SO (dextrosas) y E-O (sinestrosas).

Aunque el basamento no aparece involucrado de un modo significativo en las estructuras compresivas situadas al O de la Cordillera Ibérica, si controla la posición y el desarrollo lateral de éstas en la cobertera. De este modo, las estructuras compresivas suelen finalizar o relevarse lateralmente en zonas de fractura en el basamento oblicuas y/o paralelas a la dirección de σ_{HMAX} . Una de estas zonas de falla NE-SO (la zona de falla de Tarancón) constituye el límite septentrional de desarrollo de estructuras compresivas ligadas a este campo de esfuerzos en el interior de la cuenca del Tajo.

El grado de acortamiento calculado para las estructuras frontales de la cobertera mesozoico-paleógena, con sentido de emplazamiento hacia el

SO, disminuye desde el S hacia el N de la cuenca de Loranca (10 Km en la transversal entre Villar de Olalla y el S de Zafra de Zánchara, y 3 Km en la transversal del sector meridional de la Sierra de Bascuñana). Esta disminución del grado de acortamiento va asociado con la rotación progresiva de las estructuras frontales. Así, las estructuras de la cobertera conforman un arco oblicuo que constituye la terminación lateral del orógeno Ibérico-Pirenaico en la cuenca del Tajo. Esta rotación y disminución de la deformación se ve favorecida por la actuación de numerosas zonas de transferencia y fallas en dirección ENE-OSO sinestrosas en el sector meridional de la cuenca de Loranca, que otorgan geometrías sigmoidales en los pliegues transversales a σ_{HMAX} .

10.3.2 - CAMPO DE ESFUERZOS "ALTOMIRA" (OLIGOCENO SUPERIOR, 24 Ma - MIOCENO INFERIOR, 16 Ma)

Durante este periodo continúa actuando en el borde oriental de la cuenca del Tajo una importante tectónica compresiva, que se extiende hacia el O y el NO hasta ocupar la mayor parte de la zona de estudio. Este avance de la deformación hacia el O va acompañado de la sustitución del campo de esfuerzos Ibérico por otro campo en régimen general de desgarre, aunque ligeramente más compresivo, con σ_{HMAX} orientado N100E.

Desde un punto de vista macroscópico, este campo de esfuerzos genera un importante cinturón de pliegues y cabalgamientos de más de 100 Km de longitud orientado N-S: la Sierra de Altomira. Además de este cinturón, que separa las cuencas de Loranca y de Madrid durante el Oligoceno superior y el Mioceno inferior, se desarrollan otros dos anticlinorios con características similares: la Sierra de Bascuñana y el anticlinorio de Pareja. Macroscópicamente las estructuras que acompañan a los cabalgamientos y pliegues asociados, son fallas en dirección NE-SO (dextrosas) y NO-SE sinestrosas).

Al contrario que en el periodo anterior, durante la actuación del campo Altomira no se generan importantes macroestructuras en el borde de la Cordillera Ibérica, si bien aparecen esfuerzos compatibles en ella y en su sector de enlace meridional con la Sierra de Altomira.

La Sierra de Altomira se encuentra segmentada por importantes zonas de transferencia desarrolladas a favor de fallas de basamento oblicuas y paralelas a la dirección de σ_{HMAX} . Destacan las zonas de transferencia NO-SE de Anguix y Albalate (sinestrosas) y NE-SO de Tarancón (dextrosa). Las dos fallas de basamento NO-SE de Anguix y Albalate controlan también la sedimentación de los sistemas deposicionales del Mioceno inferior de la cuenca de Madrid (Rodríguez Aranda, 1995).

Las zonas de transferencia separan tres sectores bien diferenciados (septentrional, central y meridional), con características estructurales y rangos de acortamiento diferentes:

A) El *Sector Central* de la Sierra de Altomira, situado entre las zonas de falla de Anguix y de Tarancón. Tiene una dirección general N-S, y presenta los mayores valores de acortamiento (16 Km en la transversal Torralba - Albalate) y de altura en los relieves mesozoicos.

B) El *Sector Septentrional* de la Sierra de Altomira tiene un trazado rectilíneo N20E, y se dispone desde la zona de falla de Anguix hacia el N. Se caracteriza porque la deformación sufre una disminución progresiva hacia el N (10 Km entre Priego y Sacedón), hasta desaparecer al N de Durón.

C) El *Sector Meridional* presenta un carácter menos rectilíneo y un menor apretamiento de las estructuras. El acortamiento ligado a las estructuras N-S también disminuye hacia el S (9 Km entre Zafra y Horcajo de Santiago), donde llega a unirse con las estructuras compresivas más occidentales NO-SE desarrolladas durante la actuación del campo *Ibérico*.

El carácter rectilíneo de la Sierra de Altomira, y su posición alejada de las fuentes de esfuerzos primarios, está relacionada con la presencia de una importante falla normal (*falla de Sacedón*) en el basamento, situada debajo de la misma. Esta falla separa dos tipos diferentes de basamento en las cuencas de Madrid y de Loranca, al menos en los sectores septentrional y central de la Sierra de Altomira. El control que ejerce esta falla sobre los espesores de las unidades mesozoicas, unido al propio escalón geométrico, y a las probables variaciones de facies del nivel de despegue basal (desaparición de las facies plásticas triásicas hacia el O), sugiere que ha jugado un papel decisivo en la nucleación de la deformación en la cobertera. Sin embargo, el basamento no parece involucrado en la deformación compresiva bajo la

Sierra de Altomira, actuando como un bloque pasivo.

El campo de esfuerzos *Altomira* se ha interpretado como un campo local, fruto de la superposición, en el espacio y en el tiempo, de los dos campos de esfuerzos regionales compresivos transmitidos desde los dos bordes convergentes de la placa Ibérica durante la orogenia Alpina: Pirineos y Béticas. Esta superposición de los dos campos compresivos oblicuos se produce durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior en la zona de antepaís común indeformado. El efecto más importante de este campo de esfuerzos local es un escape tectónico de la cobertera mesozoico-paleógena hacia el O, que se ve favorecido por los siguientes factores:

✧ Una arquitectura estratigráfica mesozoica en forma de cuña, que adelgaza hacia el O.

✧ La presencia de niveles de baja resistencia en esa cuña sedimentaria, que permiten el desarrollo de despegues en diferentes niveles. Los diferentes despegues se unen en profundidad en un nivel de despegue basal situado en las facies plásticas del *Keuper*.

✧ La presencia de una importante falla normal en el basamento, transversal a la orientación de σ_{HMAX} , donde disminuye el espesor del nivel de despegue basal.

10.3.3 - MIOCENO MEDIO (16 Ma) - ACTUALIDAD (0 Ma)

A partir del Mioceno medio se produce un drástico cambio en los esfuerzos presentes en la zona de estudio, activándose un campo de esfuerzos en régimen de desgarre con σ_{HMAX} NO-SE. Este campo de esfuerzos es el que presenta un carácter menos compresivo de los tres en el borde oriental de la cuenca del Tajo, y el que tiene unas orientaciones de σ_{HMAX} más homogéneas. Aunque presenta una distribución mesoscópica muy extendida, y afecta a todos los materiales presentes en la zona de estudio, es posible distinguir dos subepisodios diferentes en función de las características de los esfuerzos y de las estructuras activas:

A) Una primera etapa entre el Mioceno medio y el Turoliense superior (9 Ma), caracterizada por la actividad del campo compresivo NO-SE en régimen de desgarre (campo *Guadarrama*).

B) Durante el Plioceno y el Cuaternario se produce una coexistencia de los estados de esfuerzos compresivos del campo *Guadarrama*, con un campo de esfuerzos extensivo generalizado en superficie. Este campo extensivo, denominado *Reciente*, presenta un σ_3 orientado NO-SE (paralelamente a σ_{HMAX} del campo *Guadarrama*).

A) Mioceno medio - superior (16 - 9 Ma)

Durante este periodo se produce una ausencia de deformación compresiva macroscópica en la mayor parte de la zona de estudio, con la excepción del borde más septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, y su enlace con la Sierra de Altomira. En esta zona se produce el desarrollo de importantes sistemas de fallas en dirección NO-SE dextrosas y N-S sinestrosas, entre los que aparecen sistemas de cabalgamientos ENE-OSO vergentes al SE que afectan al basamento. Todas estas estructuras deforman los pliegues y cabalgamientos N-S y NO-SE desarrollados durante la actividad de los campos de esfuerzos anteriores, generando figuras de interferencia de escala cartográfica en el extremo NE de la zona de estudio.

El límite meridional de actuación de estas estructuras se sitúa en el sector septentrional de enlace entre la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira (a la altura de La Puerta) en la cuenca del Tajo, y a la altura de Torralba en la Serranía de Cuenca. Por el contrario, en la cuenca de Madrid continúan activas las fallas de basamento NO-SE que ya actuaban durante el campo *Altomira*, aunque en este caso el movimiento es transtensivo y el sentido de movimiento diestro. Estas fallas controlan los espesores y facies de los sedimentos del Mioceno medio-superior.

La disposición de los sedimentos del Mioceno medio y superior en *on-lap* sobre los relieves mesozoicos, generados por los campos de esfuerzos anteriores, indican que el emplazamiento de los cabalgamientos y la actividad tectónica compresiva cesa en la Sierra de Altomira y en la mitad meridional de la cuenca de Loranca desde el Mioceno medio en adelante. No obstante se han deducido mesoestructuras compatibles con el campo de esfuerzos *Guadarrama* en todo el área de estudio, reactivando numerosas discontinuidades previas generadas por los campos de esfuerzos anteriores.

Durante este periodo son dominantes los sistemas de fallas en dirección NO-SE (dextroso) y N-S (sinestroso), y las fallas normales paralelas a σ_{HMAX} . Por el contrario, no son frecuentes las estructuras compresivas transversales a σ_{HMAX} , tal y como sucedía durante las dos etapas anteriores.

El origen de los esfuerzos del campo *Guadarrama* debe estar relacionado con el comienzo de la actividad tectónica del orógeno Bético y la consiguiente transmisión de esfuerzos hacia el antepaís Ibérico. Tanto la vergencia de las estructuras, como su localización espacial, indican una clara relación con el levantamiento del Sistema Central durante el Mioceno medio y superior.

El desarrollo de una cadena de la magnitud del Sistema Central, tan alejada del borde activo de la placa Ibérica, debe estar relacionado con la buena orientación que presentan algunas fallas preexistentes, que constituyen los límites del mismo, y al efecto amplificador de éstas, tal y como demuestran los modelos elásticos flexurales en 3D (Van Wees, 1994; Van Wees *et al.*, 1995).

B) Plioceno - Actualidad

A partir del Mioceno superior se produce una disminución de la intensidad de los esfuerzos del campo *Guadarrama*, probablemente relacionado con una disminución de la actividad tectónica en el Sistema Central.

De un modo sincrónico a esta disminución aparente de los esfuerzos compresivos, aparece un campo de esfuerzos extensivo en superficie con σ_{HMIN} orientado NO-SE, que coexiste con el campo compresivo. Ambos campos de esfuerzos presentan, durante este periodo, una actividad moderada, generando estructuras con grados de deformación relativamente bajos, y han sido también deducidos a partir de los datos de sismicidad.

El tipo de esfuerzos que aparece relacionado con el campo extensivo varía desde la extensión uniaxial ($R \approx 1$), hasta la extensión radial ($R \approx 0$). Las estructuras que genera son fallas normales y normal-direccionales NE-SO, que se concentran en las charnelas de una serie de antiformas y sinformas suaves orientadas perpendicularmente al σ_{HMAX} del campo compresivo. Ambos tipos de estructuras condicionan fuertemente la fisiografía y la red fluvial cuaternaria, y controlan los afloramientos de

materiales del Mioceno superior y la erosión de las estructuras compresivas previas de la Sierra de Altomira en sus sectores central y meridional. Las flexiones y las fallas normales NE-SO coexisten con los sistemas de fallas NO-SE dextrosas y N-S sinestrosas activadas por el campo *Guadarrama*.

Aunque la extensión Plio - Cuaternaria es generalizada a nivel mesoestructural, la magnitud de esta extensión es baja, como revela el escaso salto vertical de las fallas normales (unas pocas decenas de metros como máximo), especialmente en la mitad meridional de la zona de estudio.

El origen de los esfuerzos extensivos se interpreta como la descomposición del campo de esfuerzos regional NO-SE (*Guadarrama*) en las flexiones corticales NE-SO detectadas al O de la Cordillera Ibérica. Esta descomposición se ve facilitada por el carácter superficial de las estructuras, y por la disminución aparente de la intensidad de la compresión regional a partir del Mioceno superior en la cuenca del Tajo. Hacia la Cordillera Ibérica este campo de esfuerzos extensivo debe estar complicado por los procesos de *doming*, la apertura del Golfo de Valencia, y el consiguiente rebote elástico en los flancos del *rift*.

11 - BIBLIOGRAFIA

- Abril Barea, J.; Abril Hurtado, J. y Sánchez Jiménez, A. (1967) Estudio geológico de la Sierra de Almenara (SO de la provincia de Cuenca). *Bol. Instituto Geológico y Minero de España*, **103**: 3-17.
- Aguirre, E.; Díaz Molina, M. y Pérez-González, A. (1976) Datos paleontológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española. *Trab. Neog. Cuatern.*, **5**: 7-29.
- Albarelo, D.; Mantovani, E.; Babbucci, D. y Tamburelli, C. (1995) Africa-Eurasia kinematics: main constraints and uncertainties. *Tectonophysics*, **243**: 25-36.
- Albéniz, M.A. y Brell, J.M. (1977) Un ejemplo de discordancias internas en la serie sintectónica de la Sierra de Altomira. *Estudios Geológicos*, **33**: 131-139.
- Alberdi, M.T.; Hoyos, M.; Junco, F.; López Martínez, N.; Morales, J.; Sesé, C. y Soria M.D. (1984) Biostratigraphy and sedimentary evolution of continental Neogene in the Madrid area. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, **14**: 47-68.
- Aleksandrowsky, P. (1985) Graphical determination of principal stress directions on slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. *Journal of Structural Geology*, **7** (1): 73-82.
- Alfaro, J.A.; Cabra, J. y Soria, J.M. (1991) Neotectonics and associated seismicity in the southeastern border of the meseta Ibérica and its connection with the Betic Ranges. *Pub. I.G.N., ser. Mon.*, **8**: 283-299.
- Alía, M. (1960) Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo. *Not. Com. IGME*, **58**: 125-163.
- Alía, M. (1972) Evolution post-hercynienne dans les régions centrales de la meseta espagnole. *24th Int. Congr. Sect. 3*: 265-272.
- Alía, M. (1976) Una Megaestructura de la Meseta Ibérica: la Bóveda Castellano-Extremeña. *Estudios Geológicos*, **32**: 229-238.
- Alía, M.; Babín, R.; Cadavid, S.; Capote, R.; Carbo, A.; Casals, M.J.F.; Enrile, J.L.M.; Escorza, C.M. y Ubanell, A.G. (1980) Castilla la Nueva Basin in the Iberian Meseta. *Spanish commission on the Geodynamics Project: Final Report*: 9-31.
- Almunia, A. (1984) *Estratigrafía y sedimentología del Cretácico superior carbonatado al Oeste del Maestrazgo*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza: 109 pp.
- Alonso, A. y Mas, R. (1982) Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al N y al S del Sistema Central. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **8**: 151-172.
- Alonso, A.; Floquet, M.; Mas, J.R. y Meléndez, A. (1989) Origin and evolution of an epicritic carbonate platform, Upper Cretaceous, Spain. *Symp. XII Cong. Español de Sedimentología* (Bilbao): 21-32.
- Alonso, A.; Floquet, M.; Mas, R. y Meléndez, A. (1993) Late Cretaceous carbonate platforms: origin and evolution, Iberian Range, Spain. *A.A.P.G. Mem. Spec. Publ.*, **56**: 297-513.
- Alonso Zarza, A.M. (1989) *Estudio petrológico y sedimentológico de las facies de Abanicos aluviales del Neógeno en el sector NE de la Cuenca de Madrid y su relación con las facies más centrales (Provincia de Guadalajara)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 431 pp.
- Alonso Zarza, A.M.; Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. (1989) La unidad carbonática superior: un episodio lacustre mayor en la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid (Provincia de Guadalajara). *XII Congreso Español de Sedimentología*, Comunicaciones: 67-70.
- Alonso Zarza, A.M.; Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. (1990a) Litoestratigrafía y evolución paleogeográfica del Mioceno del borde NE de la Cuenca de Madrid (Provincia de Guadalajara). *Estudios Geológicos*, **46**: 415-432.
- Alonso Zarza, A.M.; Calvo, J.P.; García del Cura, M.A. y Hoyos, M.A. (1990b) Los sistemas aluviales Miocenos del borde noreste de la cuenca de Madrid: sector Cifuentes-Las Inviernas (Guadalajara). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **3** (1-2): 213-230.
- Álvaro, M. (1975) Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Estudios Geológicos*, **31**: 241-247.
- Álvaro, M. y Capote, R. (1973) Las estructuras menores de las calizas jurásicas en un sinclinal de la Sierra de Altomira (Cuenca, España). *Estudios Geológicos*, **31**: 241-247.
- Álvaro, M.; Capote, R. y Vegas, R. (1979) Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, Libro Hom. Prof. Solé Sabaris, **14**: 174-177.
- Anadón, P.; Cabrera, L. y Roca, E. (1989) Contexto estructural y paleogeográfico de los sistemas cenozoicos de España. *Acta Geológica Hispánica*, **24**: 167-184.
- Anadón, P. y Roca, E. (1996) Geological setting of the Tertiary basins of Northeast Spain. En: *Tertiary Basins of Spain*, P. Friend y C. Dabrio (Eds.). *Cambridge Univ. Press*: 43-48.
- Anderson, E.M. (1951) *The Dynamics of Faulting*. Oliver & Boyd, Edimburgh, 133 pp.
- Andrieux, J.; Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971) Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **12**: 191-198.
- Angelier, J. (1975) Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés: l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. *C.R. Acad. Sci. Paris. D* **281**: 1805-1808.

- Angelier, J. (1979) Determination of the mean principal direction of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, **56**: 1.
- Angelier, J. (1984) Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, **89** (7): 5835-5848.
- Angelier, J. (1989) From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, **11** (1/2): 37-50.
- Angelier, J. (1990) Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, **103**: 363-376.
- Angelier, J. (1994) Fault slip analysis and paleostress reconstruction. Cap. 4, en *Continental Deformation*, Paul L. Hancock (ed.): 53-120.
- Angelier, J. y Mechler, P. (1977) Sur une metode graphique de recherche des contraintes principales egalemt utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droites. *Bull. Soc. Geol. France*, **7** (19): 1309-1318.
- Angelier, J.; Tarantola, A.; Valette, B y Manoussis, S. (1982) Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. In single phase fault populations: anew method of computing the stress tensor. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, **69**: 607-621.
- Arandilla, P.; Hernández, A.; Martín Herrero, D. y Olmo Zamora, P. (1975) *Mapa geológico de España E. 1:50.000 (2ª serie) nº 631. Ocaña*. I.G.M.E
- Arlegui, L. (1996) *Diaclasas, fallas y campo de esfuerzos en el sector central de la cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza: 650 pp.
- Armijo, R. y Cisternas, A. (1978) Un problème inverse en microtectonique cassante. *C. R. Acad. Sc. Paris*. **287** (D): 595-598.
- Armijo, R.; Carey, E. y Cisternas, A. (1982) The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics*, **82**: 145-160.
- Arqued, V. (1984) *Estratigrafía y Sedimentología del Cretácico superior en el Maestrazgo septentrional*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza: 122 pp.
- Arribas, M.E. (1982) Petrología y sedimentología de las facies carbonáticas del Paleógeno de la Alcarria (sector NW). *Estudios Geológicos*, **38**: 27-41.
- Arribas, M.E. (1986a) Petrología y análisis secuencial del Paleógeno del sector N de la Cuenca del Tajo. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **10**: 295-334.
- Arribas, M.E. (1986b) Estudio litoestratigráfico de una unidad de edad paleógena. Sector N de la Cuenca Terciaria del Tajo (provincia de Guadalajara). *Estudios Geológicos*, **42**: 103-116.
- Arribas, M.E.; Martínez Salanova, J. y Díaz Molina, M. (1990) Sedimentología de una unidad carbonatada lacustre del Mioceno Inferior. Sector nororiental de la cuenca de Loranca (Provincia de Cuenca, España). *Bol. Geol. Min.*, **101** (6): 858-871.
- Arribas, J. y Arribas, M.E. (1991) Petrographic evidence of different provenance in two alluvial fan systems (Paleogene of the northern Tajo Basin, Spain). En Morton, A.C., Todd, S.P. y Haughton, P.D.W. (Eds.) *Developments in Sedimentary Provenance Studies. Geol. Soc. Spec. Publ.*, **57**: 263-271.
- Arthaud, F. (1969) Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermediaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **7** (11): 729-737.
- Arthaud, F. y Mattauer, M. (1969) Les deformations naturelles. Essai d'evaluation des conditions pression-temperature de differents types de deformations. "2ª Coll sur la fissuration de roches". París, *Rev. Indust. Miner, num espec.*: 73-81.
- Arthaud, F. y Choukroune, P. (1972) Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu deformées. Exemple de la plate-forme Nord-Aquitaine. *Rev. Inst. Fr. Petrol.*, **27** (5): 715-732.
- Arthaud, F. y Matte, P. (1977) Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result od a right-lateral shear zone between Appalchians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**: 1305-1320.
- Auzias, V. (1995) *Contribution a la caractérisation tectonique des réservoirs fracturés. I: Modélisation photoélasticimétrique des perturbations de contrainte au voisinage des failles et de la fracturation asociée: application pétrolière. II: Mécanismes de développement en 3D des diaclasas dans un analogue de réservoir, le Dévonien tabulaire du Caithness (Ecosse)*. Thèse de doctorat. Université de Montpellier II. Sciences et Techniques du Languedoc: 325 pp.
- Bada, G.; Cloething, S.; Gerner, P. y Horváth, F. (1996) Sources of recent tectonic stress in the Pannonian region derived from finite element modelling. *Tectonics* (in press).
- Badgley, P.C. (1959) *Structural methods for the exploration geologist*. Harper & Brothers, New York: 280 pp.
- Banda, E. y Santanach, P. (1992) The Valencia trough (western Mediterranean): an overview. *Tectonophysics*, **208**: 183-202.
- Banks, C.J. y Warburton, J.C. (1991) Mid-crustal detachment in the Betic system of the southeast Spain. *Tectonophysics*, **191**: 275-289.
- Bartrina, M.T.; Cabrera, L.; Jurado, M.J.; Guimerá, J. y Roca, E. (1992) Evolution of central Catalan margin of the Valencia through (western Mediterranean). En: E. Banda y P. Santanach (eds.), *Geology and Geophysics of the Valencia through, Western Mediterranean. Tectonophysics*, **203**: 219-247.
- Baumann, H. e Illies, J.H. (1983) Stress field and strain release in the Rhenish Massif. En: *Plateau uplift, The Rhenish Massif, a case history*. Springer-Verlag, Berlín (R.F.A.): 177-186.
- Becker, A. (1989) Detached neotectonic stress field in the northern Jura Mountain, Switzerland. *Geologische Rundschau*, **78** (2): 459-475.

- Bellier, O. y Zoback, M.L. (1995) Recent state of stress change in the Walker Lane zone, western Basin and Range province, United States. *Tectonics*, **14** (3): 564-593.
- Berg, R.R. (1962) Mountain flank thrusting in Rocky Mountain foreland, Wyoming and Colorado. *Am. Assoc. of Petrol. Geologists Bull.*, **46**: 2019-2032.
- Bergamín, J.; Tejero, R. y Rivas, A. (1993) Interpretación del mapa de anomalías de Bouguer de la zona nororiental de la cuenca de Madrid. *Geogaceta*, **14**: 129-131.
- Bergamín, J. y Tejero, R. (1994) Interpretación de la estructura de la zona NE de la cuenca de Madrid mediante datos gravimétricos. *Cuadernos Lab. Xeológico de Laxe*, **19**: 215-227.
- Bergerat, F. (1987) Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, **6** (2): 99-132.
- Biro, P. y Solé Sabarís, L. (1954) *Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española*. C.S.I.C., Madrid: 87 pp.
- Boillot, G. (1984) Le golfe de Gascogne et les Pyrénées. En: *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*, G. Boillot (Ed.). Masson, Paris: 5-81.
- Boillot, G.; Montadert, L.; Lemoine, M. y Biju-Duval, B. (1984) *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*. Masson, Paris: 342 pp.
- Bond, J. (1996) Tectono-sedimentary evolution of the Almazán Basin, NE Spain. *Tertiary Basins of Spain*, edited by P. Friend and C. Dabrio. Cambridge Univ. Press: 203-213.
- Bott, M.H.P. (1959) The mechanism of oblique-slip faulting. *Geol. Mag.*, **96**: 109-117.
- Bouroz, C. (1990) *Les joints et leur signification tectonique en domaine tabulaire: exemples dans le plateau du Colorado (Utah, Arizona, Nouveau Mexico)*. Thèse Doctorat, Paris, VI.
- Boyer, S.E. y Elliott, D. (1982) Thrust Systems. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **66**: 1196-1230.
- Bufo, E. (1986) Métodos para la determinación del mecanismo focal e los terremotos a partir de la polaridad de las ondas P. En: *Mecanismo de los terremotos y tectónica*. Eds: Udías, A.; Muñoz, A. y Bufo, E. Ed. U.C.M. 117-139.
- Bufo, E.; Udías, A. y Colombas, M.A. (1988) Seismicity, source mechanism and tectonics of the Azores-Gibraltar plate-boundary. *Tectonophysics*, **152**: 89-118.
- Byerlee, J. (1978) Friction of rocks. *Pure and Appl. Geophysics*, **116**: 615-626.
- Cabañas, L.; Lindo, R. y Herraiz, M. (1996) MF96: Un programa interactivo para la determinación gráfica de mecanismos focales. *Geogaceta*, **20** (6): 1377-1379.
- Cabra Gil, P. y Hernáiz, P.P. (en prensa) Informe neotectónica hoja nº537 (Añón) ITGE, 2ª serie (Inédito).
- Calassou, S.; Larroque, C. y Malavieille, J. (1993) Transfer zones of deformation in thrust wedges: an experimental study. *Tectonophysics*, **221**: 325-344.
- Calvo, J.P.; García del Cura, M.A. y Ordóñez, S. (1980) Fábricas diagenéticas, retrodiagenéticas y karstificación en calizas continentales (sector NE de la cuenca de Madrid). *Rev. Inst. Inv. Geol.*, **34**: 135-148.
- Calvo, J.P.; Ordóñez, S.; Hoyos, M. y García del Cura, M.A. (1984) Caracterización sedimentológica de la Unidad Intermedia del Mioceno de la zona Sur de Madrid. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, **2**: 145-176.
- Calvo, J.P.; Alonso, A.M.; García del Cura, M.A.; Sanz, E.; Hoyos, M.; Ordóñez, S. y Pozo, M. (1989a) Sistemas lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid. *Guía de Campo. V Reunión Grupo Español del Terciario*, 16 CP-219: 79 pp.
- Calvo, J.P.; Alonso Zarza, A.M.; y García del Cura, M.A. (1989b) Models of Miocene lacustrine sedimentation in response to varied source areas and depositional regimes in the Madrid basin, central Spain. *Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **90**: 199-214.
- Calvo, J.P.; Hoyos, M.; Morales, R. y Ordóñez, S. (1990) Neogene stratigraphy, sedimentology and raw materials of the Madrid basin. *Paleontología i Evolució*, mem. esp. nº 2: Iberian Neogene basins: 62-95.
- Calvo, J.P., De Vicente, G. y Alonso Zarza, A.M. (1991) Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la cuenca de Madrid durante el Mioceno. *Comunicaciones del I Congreso del Grupo Español del Terciario*: 55-58.
- Calvo, J.P.; Damms, R.; Morales, J.; López Martínez, N.; Agustí, J.; Anadón, P.; Armenteros, I.; Cabrera, L.; Civis, J.; Corrochano, A.; Díaz Molina, M.; Elizaga, E.; Hoios, M.; Martín, E.; Martínez, J.; Moissenet, E.; Muñoz, A.; Pérez García, A.; Pérez González, A.; Portero, J.M.; Robles, F.; Santisteban, C.; Torres, T.; Van der Meulen, A.J.; Vera, J.A. y Mein, P. (1993) Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **6** (3-4): 29-40.
- Campos, R. (1986) *Estudio gravimétrico del sector central de la Cordillera Ibérica (Transversal Guadalajara - Zaragoza)*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid: 77 pp.
- Canérot, J. (1974) Recherches géologiques aux confins des Chaînes ibérique et catalane (Espagne). *Trab. Tesis ENADIMSA*, Madrid, (5), 4: 517 pp.
- Canérot (1981) Le couloir de décrochement ibéro-catalan (Espagne): recherche d'un mécanisme tectonique. *Arch. Sc. Genève*, **34** (3): 417-422.
- Canérot, J. (1989) Distensions mésozoïques et halocinèse dans les Ibériques (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, **8** (5): 905-912.
- Canérot, J.; Cugny, P.; Pardo, G.; Salas, R. y Villena, J. (1982) Ibérica central- Maestrazgo, en: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense, Madrid: 273-344.

- Cañaveras J.C., 1991 *Caracterización petrológica y geoquímica del karst del techo de la Unidad Intermedia de la Cuenca de Madrid*. Tesis de Licenciatura. 184 pp.
- Cañaveras, J.C. (1994). *El paleokarst de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid*. Tesis doctoral. Fac.CC. Geológicas. U.C.M. Madrid. 427pp.
- Capote, R. (1968) *Estudio geológico del Terciario del NW de la Sierra de Altomira (Guadalajara)*. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense.
- Capote, R. (1983) La tectónica de la Cordillera Ibérica. *Libro Jubilar J.M. Ríos*, t. II: 109-120.
- Capote, R. y Carro, S. (1968) Existencia de una red fluvial intramiocena en la depresión del Tajo. *Estudios Geológicos*, **24**: 91-95.
- Capote, R. y Carro, S. (1970a) Mapa y Memoria de la Hoja Geológica 1:50.000 n° 537: Auñón. 1ª serie. IGME.
- Capote, R. y Carro, S. (1970b) Contribución al conocimiento de la región NE de la Sierra de Altomira (Guadalajara). *Estudios Geológicos*, **26**: 1-15.
- Capote, R. y Fernández Casals, M.J. (1978) La tectónica postmiocena del sector central de la Depresión del Tajo. *Bol. Geol. y Min.*, **89**: 114-122.
- Capote, R.; Díaz, M.; Gabaldón, V.; Gómez, J.J.; Sánchez de la Torre, L.; Ruiz, P.; Rossell, J.; Sopena, A. y Yébenes, A. (1982) Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio nor-occidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Temas Geológico Mineros (IGME)*: 290 pp.
- Capote, R.; De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1990) Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *Geogaceta*, **7**: 20-22.
- Capote, R.; De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1991) An application of the slip model of brittle deformations to focal mechanism analysis in three different plate tectonics situations. *Tectonophysics*, **191**: 399-409.
- Caputo, M. y Caputo, R. (1991) Structural analysis: new analytical approach and applications. *Annales Tectonicae*, **2** (2): 84-89.
- Carbó, A. y Capote, R. (1985) Estructura actual de la corteza en el Sistema Central Español e implicaciones geotectónicas. *Rev. R. Acad. CC. Exac. Fís. y Nat.*, **79** (4): 625-633.
- Carenas, B.; García, A.; Segura, M. y J.F. Hidalgo (1993) El Albense-Cenomanense medio de la Sierra de Altomira. *Geogaceta*, **14**: 64-66.
- Carey, E. (1976) Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, **21**: 57-66.
- Carey, E. y Brunier, M.B. (1974) Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **279**: 891-894.
- Casas, A. M. (1990) *El frente Norte de las Sierras de Cameros: Estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza.
- Casas, A. M.; Gil Peña, I. y Simón Gómez, J.L. (1990) Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios Geológicos*, **46**: 385-398.
- Célérier, B. (1988) How much does slip on a reactivated fault plane constrain the stress tensor?. *Tectonics*, **7** (6): 1257-1278.
- Choukroune, P. (1973) Phase tectonique d'âge variable dans les Pyrénées: évolution du domaine plissé pyrénéen au cours du tertiaire. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **26**: 909-912.
- Cloetingh, S. y Wortel, M.J.R. (1985) Regional stress field of the Indian plate. *Geophys. Res. Lett.*, **12**: 77-80.
- Cloetingh, S. y Wortel, M.J.R. (1986) Stress in the Indo-Australian plate. *Tectonophysics*, **132**: 49-67.
- Cloetingh, S.; Sassi, W. y Horvath, F. (Eds.) (1993) The origin of sedimentary basins: Inference from quantitative modelling and sedimentary basin analysis. *Tectonophysics*, **226**: 518 pp.
- Coates, J. (1945) The construction of Geological sections. *Quart. J. Geol. Mining Met. Soc. India*, **17** (1): .
- Colomer, M. y Santanach, P. (1988) Estructura y evolución del borde sur-occidental de la fosa de Calatayud-Daroca. *Geogaceta*, **4**: 29-31.
- Corrales, I. (1982) El Mioceno al sur del río Duero (sector occidental. I Reunion sobre la Geología de la cuenca del duero, Salamanca. *Temas Geol. Mineral.*, **6**: 709-713.
- Corrochano, A.; Carballeira, J.; Pol, C. y Corrales, I. (1983) Los sistemas deposicionales terciarios de la Depresión Peñaranda-Alba y sus relaciones con la fracturación. *Stu. Geol. Salmanticensia*, **19**: 187-199.
- Coulomb, C.A. (1773) Sur une application des règles de Maximis et Minimis a quelques problèmes de statique relatifs à l'Architecture. *Acad. Roy. Des Sciences Memoires de math. et de physique par divers savans*, **7**: 348-382.
- Crusafont, M. y Quintero, I. (1970) Noticia preliminar acerca de un nuevo yacimiento de micromamíferos fósiles de la provincia de Guadalajara. *Acta Geol. Hispánica*, **5**: 102-104.
- Crusafont, M. y Aguirre, E. (1973) El Arenoso (Carrascosa del Campo, Cuenca) primera fauna española del Estampiense superior. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, **71**: 21-28.
- Dahlstrom, C.D.A. (1969) Balanced cross-sections. *Can. Jour. Earth Sci.*, **6**: 743-757.
- Decker, K.; Meschede, M. y Ring, U. (1993) Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic Nappes, North and South Penninic flysch, and the Northern Calcareous Alps). *Tectonophysics*, **223**: 291-312.

- Delvaux, D.; Levi, K.; Kajara, R. & Sarota, J. (1992) Cenozoic paleostresses and kinematic evolution of the Rukwa-North Malawi rift valley (East African Rift). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **16**: 383-406.
- Delvaux, D. (1994) *Tensor interactive MS-DOS QuickBasic program developed for paleostress determinations on geological fractures and earthquake focal mechanisms*. Royal Museum for Central Africa, Tervuren, Belgica, ver. 2.3.
- De Ruig, M. J. (1992) *Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic fold belt of Alicante (SE Spain)*. PH. Thesis, Vrije Universiteit (Amsterdam): 207 pp.
- De Vicente, G. (1988) *Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 317 pp.
- De Vicente, G. Calvo, J.P. y Alonso Zarza, A.M. (1990) Main sedimentary units and related strain fields of the Madrid Basin (Central Spain) during the Neogene. *IXth RCMNS Congress, Barcelona*, Abstracts: 121-122.
- De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1991) (Eds.) *Las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español*. III Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España: 140 pp.
- De Vicente, G.; Muñoz, A. y Giner, J. (1992a) El uso del método de los diedros rectos: implicaciones desde el modelo de deslizamiento del Análisis poblacional de Fallas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **5** (3-4): 7-19.
- De Vicente, G.; González Casado, J.M.; Bergamín, J.F.; Tejero, R.; Babín, R.; Rivas, A.; Hernández Enrile, J.L.; Giner, J.; Sánchez, F.; Muñoz, A. y Villamor, P. (1992b) Alpine structure of the Spanish Central System. *Actas del III Congreso Geológico de España* (tomo I): 284-288.
- De Vicente, G.; González Casado, J.M.; Calvo, J.P.; Muñoz Martín, A.; Giner, J.; Rodríguez Pascua, M.A. (1994) Evolución y estructuras alpinas del centro peninsular. *Cuadernos Lab. Xeológico de Laxe*, **19**: 175-190.
- De Vicente, G.; González Casado, J.M.; Muñoz Martín, A.; Giner, J. Rodríguez Pascua, M.A. (1996a) Structure and Tertiary evolution of the Madrid Basin. En: *Tertiary Basins of Spain*, P. Friend y C. Dabrio (Eds.) *Cambridge Univ. Press*: 255-259.
- De Vicente, G.; Giner, J.L.; Muñoz Martín, A.; González Casado, J.M. y Lindo, R. (1996b) Determination of the present day stress tensor and the neotectonic interval in the Spanish Central System and the Madrid Basin, Central Spain. *Tectonophysics*, **266** (1-4): 405-442.
- De Vicente, G.; Herráiz, M.; Giner, J.L.; Lindo, R.; Cabañas, L. y Ramírez, M. (1996c) Características de los esfuerzos activos intraplaca en la Península Ibérica. *Geogaceta*, **20** (4): 909-912.
- Delouis, B.; Monfret, T.; Dorbath, L.; Pardo, M.; Rivera, L.; Comte, D.; Haessler, H.; Caminade, J.P.; Ponce, L.; Kausel, E. y Cisternas, A. (1996) The Mw=8.0 Antofagasta (Northern Chile) earthquake of July 30, 1995: A precursor to the end of the large 1877 gap. *BSSA*, (en prensa).
- Dewey, J.F.; Pitman W.C.; Ryan, W.B.F. y Bonnin, J. (1973) Plate tectonics and the evolution of the Alpine systems. *Geological Soc. of America Bull.*, **84** (3): 137-180.
- Dewey, J.F.; Helman, M.L.; Turco, E.; Hutton, D.H.W. y Knott, S.D. (1989) Kinematics of the western Mediterranean, in *Alpine Tectonics*, edited by M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park, *Geol. Soc. Spe. Publ.*, **45**: 265-283.
- Díaz Molina, M. (1974) Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca). *Estudios Geológicos*, **30**: 63-67.
- Díaz Molina, M. (1978) *Bioestratigrafía y paleogeografía de Terciario al E de la Sierra de Altomira (Cuenca)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid: 370 pp.
- Díaz Molina, M. (1979) Descripción del frente distal de un abanico aluvial húmedo en el Terciario continental situado al E de la Sierra de Altomira. *Estudios Geológicos*, **35**: 119-129.
- Díaz Molina, M. y López Martínez, N. (1979) El Terciario continental de la Depresión Intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía. *Estudios Geológicos*, **35**: 149-167.
- Díaz Molina, M. y Bustillo Revuelta, M.A. (1985) *IAS 6th European meeting. Excursion Guidebook*. (E-N °4). Inst. Est. Ilerd.: 149-171.
- Díaz Molina, M., Bustillo, M.A. y Arribas, J. (1989) The Tórtola and Villalaba de la Sierra fluvial fans: Late Oligocene - Early Miocene, Loranca Basin, Central Spain. *4th International Conference on Fluvial Sedimentology*, Fieldtrip Excursion Guidebook, 74 pp.
- Díaz Molina, M.; Arribas, J.; Gómez, J.J. y Tortosa, A. (1995) Geological modelling of a reservoir analogue: Cenozoic meander belts, Loranca Basin, Spain. *Petroleum Geoscience*, **1**: 43-48.
- Díaz Molina, M. y Tortosa, A. (1996) Fluvial fans of the Loranca Basin, Late Oligocene-Early Miocene, central Spain. En: *Tertiary Basins of Spain*, P. Friend y C. Dabrio (Eds.), Cambridge University Press: 292-299.
- Drewes, H. y Geiss, E. (1986) Simulation study on the use of medias derived point motions for geokinematic models. *Adv. Space Res.*, **6**: 71-74.
- Dupin, J.M.; Sassi, W. y Angelier, J. (1993) Homogeneous stress hypothesis and actual fault slip: a distinct element analysis. *Journal of Structural Geology*, **15** (8): 1033-1043.
- Durante, M.P. (1991) *Sedimentología de los sistemas aluviales del borde NE de la Cuenca de Madrid: sector Cifuentes-Trillo, Provincia de Guadalajara*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid. 128 pp.
- ECORS Pyrenees team (1988) The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, **331**: 508-511.
- Efron, B. (1982) *The Jackknife, the bootstrap and other resampling plans*. SIAM, Philadelphia, Pa: 92 pp.

- Elliott, D. (1983) The construction of balanced cross-sections. *Journal of Structural Geology*, **5**: 101.
- ENUSA (1984) *Exploración de uranio en la Depresión Intermedia (Tajo Oriental): Estratigrafía, tectónica, análisis de cuenca, evolución de ambientes sedimentarios, bioestratigrafía, hidrogeoquímica, otros estudios*: 395 pp. (Inédito).
- Etchecopar, A. (1984) *Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse d'Etat. U.S.T.L. Montpellier. 269 pp.
- Etchecopar, A.; Vasseur, G. y Daignieres, M. (1981) An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensor from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, **3**: 51-65.
- Etchecopar, A. y Mattauer, M. (1988) Méthodes dynamiques d'analyse des populations des failles. *Bull. Soc. Géol. France*, **8** (IV-2): 289-302.
- Eyal, Y. y Reches, Z. (1983) Tectonic analysis of the Dead sea rift region since the Late-Cretaceous based on mesostructures. *Tectonics*, **2** (2): 167-185.
- Faill, R.T. (1969) Kink band structures in the Valley and Ridge Province, central Pennsylvania. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **80**: 2539-2550.
- Faill, R.T. (1973) Kink band folding, Valley and Ridge Province, Pennsylvania. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**: 1289-1314.
- Fernández Navarro, L. (1904) Notas sobre el territorio de los alrededores de Madrid. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, **4**: 271-281.
- Floquet, M.; Alonso, A. y Meléndez, A. (1982) El Cretácico superior (Camerós-Castilla). En: *"El Cretácico de España"*. Univ. Complutense de Madrid: 387-456.
- Fontboté, J.M. y Riba, O. (1956) Estudio geológico de los alrededores de Mota del Cuervo. *Nota Comun. IGME*, **44**: 3-39.
- Fontboté, J.M.; Guimerá, J.; Roca, E.; Sabat, F.; Santanach, P. y Fernández, F. (1990) The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trough (Western Mediterranean). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **3** (3-4): 249-259.
- Forsyth, D. y Uyeda, S. (1975) On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geoph. J.R. astr. Soc.*, **43**: 163-200.
- Fry, N. (1992) A robust approach to the calculation of paleostress fields from fault plane data: Discussion. *Journal of Structural Geology*, **14** (5): 635-638.
- Friend, P. y Dabrio, C. (eds.) *Tertiary Basins of Spain*, Cambridge Univ. Press: 400 pp.
- Galindo Zaldívar, J. y González Lodeiro F. (1988) Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern. *Annales Tectonicae*, **2** (2): 90-97.
- Galindo Zaldívar, J.; González Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993) Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, **227**: 105-126.
- García, A.; García Hidalgo, J.F.; Segura, M.; Gil, J.; Carenas, B. y Ruiz, G. (1996) Secuencias deposicionales del Cretácico superior no terminal (Turoniense superior - Campaniense inferior) en la zona central de la Península Ibérica (Cordillera Ibérica y Sistema Central). *Geogaceta*, **20** (1): 123-126.
- García Abbad, F. (1975) *Estudio geológico de la región del pantano de Alarcón*. Publ. Fac. Ciencias de la Universidad Complutense de Madrid: 175 pp.
- García Abbad, F. (1977) *Estudio geológico de la Región del Pantano de Alarcón*. Tesis doctoral Universidad Complutense de Madrid: 474 pp.
- García Cuevas, C.; González Casado, J.M.; Muñoz Martín, A. y De Vicente, G. (1995) Determinación de los tensores de deformación y esfuerzo mediante el estudio comparado de poblaciones de fallas y del maclado mecánico de la calcita. *Geogaceta*, **18**: 3-6.
- García del Cura, M.A. (1979) Las sales sódicas, calco-sódicas y magnésicas de la cuenca del Tajo. *Fundación Juan March, Serie Universitaria*, **109**: 39 pp.
- García Dueñas, V. Martínez Martínez, J.M.; Orozco, M. y Martrín Ramos, D. (1987) El sentido de desplazamiento de los mantos Nevado-Filábrides. *Geogaceta*, **3**: 11-12..
- García Gil, S. (1989) *Estudio sedimentológico y paleogeográfico del Triásico en el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica (provincias de Guadalajara y Soria)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- García Hidalgo, J.F.; Segura, M.; García, A. y Ruiz, G. (1996) Cortejos sedimentarios en parasecuencias de 4º y 5º orden en el Cenomaniense de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (España). *Geogaceta*, **20** (1): 127-130.
- Gealey, W.K. (1988) Plate tectonic evolution of the Medietranean - Middle East region. *Tectonophysics*, **155**: 285-306.
- Gephart, J.W. (1990) Stress and the direction of slip on fault planes. *Tectonics*, **9** (4): 845-858.
- Gephart, J.W. y Forsyth, D.W. (1989) An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, **89**: 9305-9320.
- Gemer, P.; Dövényi, P.; Horváth, F. y Müller, B. (1995) State of recent stress and seimotectonics in the Pannonian basin and surrounding area. *Terra Abstracts*, **7**: 123.
- Gil Peña, I. y Simón Gómez, J.L. (1992) Aproximación al cálculo de los valores absolutos de paleoesfuerzos compresivos en el Mioceno Inferior de Tudela (Navarra). *Geogaceta*, **11**: 31-34.
- Gill, W.D. (1953) Construction of geological sections of folds with steep limb attenuation. *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, **37**: 2389-2406.

- Giner, J.L. (1996) *Análisis neotectónico y sismotectónico en la parte centro-oriental de la cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid: 250 pp.
- Giner, J.L.; De Vicente, G.; Pérez González, A.; Sánchez Serrano, J.G. y Pinilla, L. (1996a) Crisis tectónicas cuaternarias en la cuenca de Madrid. *Geogaceta*, **20** (4): 842-845.
- Giner, J.L.; De Vicente, G. y Lindo, R. (1996b) Estado de esfuerzos actuales en el centro peninsular a partir del análisis conjunto de mecanismos focales de terremotos. *Geogaceta*, **20** (4): 996-999.
- GM-SYS v. 6.01 (1992) Paquete informático de tratamiento de datos gravimétricos. Northwest Geophysical Associates, Inc. P.O. Box 1063. Corvallis, OR 97339, USA.
- Gölke, M. (1996) *Patterns of stress in sedimentary basins and the dynamic of pull-apart basin formation*. Thesis, Vrije University, Amsterdam: 167 pp.
- Gölke, M.; Cloetingh, S. y Fuchs, K. (1994) Finite-element modelling of pull-apart basin formation. *Tectonophysics*, **240**: 45-57.
- Gölke, M. y Coblenz (1996) Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, **266**: (en prensa).
- Gómez, J.J. (1979) El Jurásico del sector levantino de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. *Seminarios de Estratigrafía, Ser. Mon.*, **4**: 683 pp.
- Gómez, J.J. y Babín, R.B. (1973) Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (C. Ibérica, prov. de Valencia). *Estudios Geológicos*, **29**: 381-388.
- Gómez, J.J.; Díaz Molina, M. y Lendínez, A. (1996) Tectono-sedimentary analysis of the Loranca Basin (Upper Oligocene-Miocene, central Spain): a "non-sequenced" foreland basin. *Tertiary basins of Spain*, P. Friend y C. Dabrios (Eds.), Cambridge University Press: 285-294.
- Gómez de Larena, J. (1913) Excursión por el Mioceno de la Cuenca del Tajo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **13**: 229-237.
- González Casado, J.M.; Caballero, J.M.; Casquet, C.; Galindo, C. y Tornos, F. (1996) Palaeostress and geotectonic interpretation of the Alpine Cycle onset in the Sierra del Guadarrama (eastern Iberian Central System), based on evidence from episyenites. *Tectonophysics*, **262**: 213-229.
- Goy, A.; Gómez, J.J.; Yébenes, A. (1976) El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte). Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geológicos*, **2**: 391-243.
- Goy, A. y Suárez Vega, L.C. (1983) La tectónica durante el Mesozoico en los dominios de plataforma e intermedios. El Jurásico. *Libro Jubilar J.M. Ríos (IGME)*, Tomo II: 62-66.
- Gramberg, J. (1989) *A non-convencional view on rock mechanics and fracture mechanics*. Ed. Balkema (Rotterdam). Commission of the European Communities: 250 pp.
- Grellet, B.; Combes, P.; Granier, T. y Philip, H. (1993) Sismotectonique de la France Metropolitaine. *Mémoires de la Société Géologique de France*, **164** (1): 74 pp.
- Griffith, A.A. (1924) The theory of rupture. *Proc. Intern. Congr. Appl. Mechanics, Ist, (Delft)*: 55-63.
- Grindlay, N.R. y Fox, P.J. (1993) Litospheric stresses associated with nontransform offsets of the Mid-Atlantic Ridge: implications from a finite element analysis. *Tectonics*, **12** (4): 982-1003.
- Grünthal, G. y Stromeier, D. (1992) The recent stress field in Central Europe: Trajectories and finite element modelling. *Journal of Geophysical Research*, **97** (B8): 11805-11820.
- Guimerá, J. (1987a) Precisiones sobre la estructura y la edad de las deformaciones en el área de Lluçena -Ribesalbes (prov. De Castellón de la Plana). *Bol. Geol. Min.*, **98** (3):318-334.
- Guimerá, J. (1987b) Comentarios sobre "Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica centro-oriental: la cuenca neógena inferior del Mijares (Teruel-Castellón)" de J. Paricio y J.L. Simón Gómez. *Estudios Geológicos*, **43**: 63-69.
- Guimerá, J. (1988) *Estudi estructural de l'enllaç entre la serralada ibérica i la serralada costanera catalana*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona (600 pp.)
- Guimerá, J. y Alvaro, M. (1990) Structure et evolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la chaîne Cotière catalane (Espagne). *Bull. Soc. Geol. de France*, **2**: 339-348.
- Gutiérrez, E. y Robles, F. (1976) Bioestratigraphie du Senonien continental des environs de Villalba de la Sierra (Cuenca). *Montpellier*, **2** (2): 2-17.
- Gwinn, V.E. (1964) Thin-skinned tectonics in the Plateau and northwestern Valley and Ridge provinces of the central Appalachians. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **75**: 863-900.
- Hancock, P.L. (1985) Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, **7**: 437-457.
- Harding, T.P.; Vierbuchen, R.C. y Cristie-Blick, N. (1985) Structural styles, plate tectonic setting, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults. En: Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. *Soc. Econ. Pale. Mine.*, **37**: 51-77.
- Harris, L.D. y Milici, R. (1977) Characteristics of thin-skinned style of deformation in the southern Appalachians and potential Hydrocarbon traps. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, **1018**: 40 pp.
- Hatzor, Y. y Reches, Z. (1990) Structure and paleostresses in the Gilboa' region, western margins of the central Dead Sea rift. *Tectonophysics*, **180**: 87-100.
- Hayward, A.B. y Graham, R.H. (1989) Some geometrical characteristics of inversion. *Inversion Tectonics*, Cooper & Williams (Eds.), *Geol. Soc. Spec. Pub.* (London), **44**: 17-39.

- Hernández Pacheco, E. (1923) Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica. *Asoc. Esp. Progr. Ciencias (Salamanca)*, 2: 119-134.
- Hernández Pacheco, F. (1965) Carácter de los plegamientos del Neógeno de la Depresión del Tajo en: *Ier. Col. Int. O. P. Terrenos yesíferos* (Serv. Obras Púb.), 5: 47-57.
- Hernandez Pacheco, E. y Royo Gómez, J. (1916) Mineralogía, geología y prehistoria del Cerro de los Angeles (Madrid). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 16: 533-539.
- Herráiz, M.; De Vicente, G.; Lindo, R. y Sánchez-Cabañero, J.G. (1996) Seismotectonics of the Sierra Albarrana area (Southern Spain). Constraints for a regional model of the Sierra Morena-Guadalquivir Basin limit. *Tectonophysics*, 266 (1-4): 425-442.
- Hoffmann, P.; Dewey, J.F. y Burke, K. (1974) Aulacogen and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake. *Canada Soc. Econ. Pal. Mineral Spec. Publ.*, 19: 38-55.
- Hoyos, M.; Doblas, M.; Sánchez, S.; Cañaveras, J.C.; Ordóñez, S.; Sesé, C.; Sanz, E. y Mahecha, V. (1996) Hydration diapirism: a climate-related initiation of evaporitic mounds in two continental Neogene basins of Central Spain. En: *Salt Tectonics*, Alsop, G.I.; Blundell, D.J. y Davison, I. (Eds.). *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 100: 49-63.
- Huangh, Q.; Bergerat, F. y Angelier, J. (1987) Fonctions polynomiales et lissage des distributions régionales de contrainte: exemple de la compression à la périphérie des Alpes. *C.R. Acad. Sci Paris*, 305 (II): 901-905.
- Hughes, T.J.R. (1987) *The finite element method*, Prentice-Hall: 803 pp.
- Huyghe, P. y Mugnier, J.L. (1992a) The influence of depth on reactivation of normal faulting. *Journal of Structural Geology*, 14 (8/9): 991-998.
- Huyghe, P. y Mugnier, J.L. (1992b) Short-cut geometry during structural inversions: competition between faulting and reactivation, *Bull. Soc. géol. France*, 163 (6): 691-700.
- IDRISI for Windows v. 1.0 (1995) Computer-assisted geographic analysis program. *Clark Labs* (Clark University, U.S.A.).
- Ivins, E.R.; Dixon, T.H. y Golombek, M.P. (1990) Extensional reactivation of an abandoned thrust: a bound on shallowing in the brittle regime. *Journal of Structural Geology*, 12 (3): 303-314.
- I.G.M.E. (1981) Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 513, Zaorejas (2ª serie).
- I.G.M.E. (1975) Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 584, Mondejar (2ª serie).
- I.G.M.E. (1975) Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 607, Tarancón (2ª serie).
- I.G.M.E. (1976) Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 632, Horcajo de Santiago (2ª serie).
- I.G.M.E. (1975) Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 635, Fuentes (2ª serie).
- I.G.N. (1990) Ortoimagen espacial. Escala 1/100.000. Hoja nº 10-7, Guadalajara.
- I.G.N. (1990) Ortoimagen espacial. Escala 1/100.000. Hoja nº 10-8, Madrid.
- I.G.N. (1990) Ortoimagen espacial. Escala 1/100.000. Hoja nº 10-9, Quintanar de la Orden.
- I.G.N. (1990) Ortoimagen espacial. Escala 1/100.000. Hoja nº 11-7, Brihuega
- I.G.N. (1991) Ortoimagen espacial. Escala 1/100.000. Hoja nº 11-8, Huete
- I.G.N. (1991) Ortoimagen espacial. Escala 1/100.000. Hoja nº 11-9, Mota del Cuervo.
- I.G.N. (1991) Ortoimagen espacial. Escala 1/100.000. Hoja nº 12-7, Molina
- I.G.N. (1991) Ortoimagen espacial. Escala 1/100.000. Hoja nº 12-8, Cuenca
- I.G.N. (1991) Ortoimagen espacial. Escala 1/100.000. Hoja nº 12-9, Motilla del Palancar.
- I.G.N. (1992) Ortoimagen espacial. Escala 1/250.000. Hoja nº 5-4, Madrid.
- I.G.N. (1992) Ortoimagen espacial. Escala 1/250.000. Hoja nº 5-5, Toledo.
- I.G.N. (1992) Ortoimagen espacial. Escala 1/250.000. Hoja nº 6-4, Cuenca.
- I.G.N. (1992) Ortoimagen espacial. Escala 1/250.000. Hoja nº 6-5, La Roda.
- I.G.N. (1993) *Catálogo de sismos próximos año 1990*. Madrid.
- I.G.N. (1994) *Catálogo de sismos próximos año 1991*. Madrid.
- I.G.N. (1995) *Catálogo de sismos próximos año 1992*. Madrid.
- I.G.N. (1996) *Catálogo de sismos próximos año 1993*. Madrid.
- I.P.S.N (1993) Sismotectonique de la France. *Mem. Soc. Geol. de France*, 164 (1-2).1
- ILIHA DSS GROUP (1993) A deep seismic sounding investigation of lithospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 221: 35-51.
- I.T.G.E. (1987) *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España*.
- I.T.G.E. (1990) *Documentos sobre la Geología del Subsuelo de España. Tomo III (Madrid - Depresión Intermedia)*.
- I.T.G.E. (1989) Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 538, Valdeolivas (2ª serie).

- I.T.G.E. (1990a) Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 511, Brihuega (2ª serie).
- I.T.G.E. (1990b) Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 536, Guadalajara (2ª serie).
- I.T.G.E. Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 512, Cifuentes, 2ª serie (en prensa).
- I.T.G.E.(a) Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 537, Auñón, 2ª serie (en prensa).
- I.T.G.E. Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 561, Pastrana, 2ª serie (en prensa).
- I.T.G.E.(b) Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 562, Sacedón, 2ª serie (en prensa).
- I.T.G.E. Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 563, Priego, 2ª serie (en prensa).
- I.T.G.E. Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 564, Fuertescusa, 2ª serie (1989).
- I.T.G.E. Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 585, Almonacid de Zorita, 2ª serie (en prensa).
- I.T.G.E. Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 586, Gascuña, 2ª serie (en prensa).
- I.T.G.E. Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 587, Las Majadas, 2ª serie (en prensa).
- I.T.G.E. Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 608, Huete, 2ª serie (en prensa).
- I.T.G.E. Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 609, Villar de Olalla, 2ª serie (en prensa).
- I.T.G.E. Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 610, Cuenca, 2ª serie (1989).
- I.T.G.E. Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 633, Palomares del Campo, 2ª serie (en prensa).
- I.T.G.E. Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 634, San Lorenzo de la Parrilla, 2ª serie (en prensa).
- Jaeger, J.C. y Cook, N.G.W. (1979) *Fundamentals of rock mechanics*, (3ª ed.). Chapman and Hall, London: 593 pp.
- Jamison, W.R. (1987) Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, **9** (2): 207-219.
- Janssen, M.E.; Torné, M.; Cloetingh, S. y Banda, E. (1993) Pliocene uplift of the eastern Iberian margin: Interferences from quantitative modelling of the Valencia Trough. *Earth and Planetary Science Letters*, **119**: 585-597.
- Janssen, M. (1996) *Intraplate deformation in Africa as a consequence of plate boundary changes*. Thesis Vrije Universiteit (Amsterdam): 161 pp.
- Julivert, M.; Fontbote, J.M.; Ribeiro, A. y conde, L. (1974) *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares* (IGME).
- Junco, F. y Calvo, J.P. (1983) La Cuenca de Madrid. *Libro Jubilar J.M. Ríos* (IGME): 534-543.
- Jurdy, D. y Stefanik, M. (1991) The forces driving the plates: constraints from kinematics and stress observations. En *Tectonic stress in the lithosphere*, Withmarsh, R.; M. Bott, J. Fairhead y N. Kusznir (Eds.): 127-139.
- Klein, F.W. (1978) Hypocenter location program-HYPOINVERSE: user guide to version 1,2,3,4. *Geol. Surv. Open-File Rep. (U.S.)*, **78** (694): 1-113.
- Krantz, R.W. (1988) Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application. *Journal of Structural Geology*, **10** (3): 225-237.
- Lacombe, O.; Angelier, J.; Berguerat, F. y Laurent, P. (1990) Tectoniques superposées et perturbations de contrainte dans la zone transformante Rhin-Saônes: Apport de l'analyse des failles et des macles de la calcite, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **VI** (5): 853-863.
- Lacombe, O.; Angelier, J.; Byrne, D. y Dupin, J.P. (1993) Eocene-Oligocene tectonics and kinematics of the Rhine-Saone continental transform zone (eastern France). *Tectonics*, **12** (4): 874-888.
- Lee, J.C. y Angelier, J. (1993) Interpolation and smoothing methods for regional directional data: paleostress trajectories as an example. *Jour. Math. Geology*.
- Lee, J.C. y Angelier, J. (1994) Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the "lissage" program. *Computers and Geosciences*, **20** (2): 161-191.
- Laubscher, H.P. (1962) Die zwiephasenhypothese der Juraufaltung. *Eclog. Geol. Helv.*, **55**: 1-22.
- Laubscher, H.P. (1977) Fold development in the Jura. *Tectonophysics*, **33**: 97-143.
- Le Pichon, X.; Sibuet, J.C. y Francheteau, J. (1977) The fit of the continents around the North Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, **12**: 169-209.
- Letouzey, J. (1986) Cenozoic paleo-stress pattern in the Alpine Foreland and structural interpretation in a platform basin. *Tectonophysics*, **132**: 215-231.
- Liesa, C. (1993) *Análisis de la deformación frágil en las áreas de la Mosqueruela y la Puebla de Valverde (Teruel): Fases tectónicas y perturbaciones de esfuerzos*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza: 207 pp.
- Lisle, R.J. (1987) Principal stress orientations from faults: An additional constraint. *Annales Tectonicae*, **1** (2): 155-158.
- Liu, X. (1983) *Perturbations de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc. Observations et simulations mathématiques*. Thèse 3è cycle. Univ. Montpellier: 152 pp.
- López Martínez, N. y otros (1985) Approach to the Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Congreso del Neógeno Mediterráneo R.M.N.G. S.* (Budapest).

- López Martínez, N.; Agustí, J.; Cabrera, L.; Calvo, J.P.; Civis, J.; Corrochano, A.; Daams, R.; Díaz, M.; Elíazaga, E.; Hoyos, M.; Martínez, J.; Morales, J.; Portero, J.M.; Robles, F.; Santisteban, C. y Torres, T. (1987) Approach to the Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, **70**: 383-391.
- Mäkel, G. y Waters, J. (1993) Finite-element analyses of thrust tectonics: computer simulation of detachment phase and development of thrust faults. *Tectonophysics*, **226**: 167-185.
- Mallada, L. (1907) Explicación del mapa geológico de España. *Mem. Comis. mapa Geol. España*, **6**: 254-257.
- Malod, J.A. y Mauffret, A. (1990) Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics*, **184**: 261-278.
- Manera Bassa, A. (1981) Determinación de cuatro fases de deformación en el extremo suroccidental de la Sierra de Altomira. *Estudios Geológicos*, **37**: 233-243.
- Marrett, R. y Allmendinger, R.W. (1990) Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, **12** (8): 973-986.
- Marshak, S. y Woodward, N. (1988) Introduction to cross-section balancing. *Basic Methods of Structural Geology*. S. Marshak y G. Mitra (eds.), Prentice-Hall Int. (London): 303-332.
- Martín Escorza, C. (1976) Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo. *Estudios Geológicos*, **32**: 509-522.
- Martín Escorza, C. (1979) Fallas y fracturas en las capas Miocenas de Alcalá de Henares. Madrid: Interpretación tectónica. *Estudios Geológicos*, **35**: 599-604.
- Martín Escorza, C. (1980) Las grandes estructuras neotectónicas de la cuenca cenozoica de Madrid. *Estudios Geológicos*, **36**: 247-253.
- Martín Escorza, C. (1983) Neotectónica de la Cuenca de Madrid. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos* (IGME): 543-553.
- Martín, S. y De Vicente, G. (1995) Paleofuerzos alpinos en el borde suroccidental de la Cuenca de Madrid (Montes de Toledo). *Geogaceta*, **18**: 11-14.
- Martín Serrano, A. (1994) El relieve del macizo Hespérico: Génesis y cronología de los principales elementos morfológicos. *Cuadernos Lab. Xeol. Laxe*, **19**: 37-55.
- Martínez Peña, B.; Casas, A.M. y Millán, H. (1995) Palaeostresses associated with thrust sheet emplacement and related folding in the southern central Pyrenees, Huesca, Spain. *Journal of the Geological Society*, London, **152**: 353-364.
- Mattauer, M. (1976) *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*. Ed. Omega (Barcelona): 524 pp.
- Mattauer, M. y Mercier, J.L. (1980) Microtectonique et grande tectonique. *Mém. H. Sér. Soc. Géol. de France*, **10**: 141-161.
- Medina, F. (1995) Present-day state of stress in northern Morocco from focal mechanism analysis. *Journal of Structural Geology*, **17** (7): 1035-1046.
- Megías, A.G. (1983) Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Actas V Congreso Latinoamericano de Geología* (Buenos Aires), **1**: 385-402.
- Megías, A.G.; Ordóñez, S. y Calvo, J.P. (1983) Nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la cuenca de Madrid. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, **1**: 163-192.
- Meléndez, F. (1969) Estratigrafía y estructura del sector N de la Sierra de Altomira (Bolarque-Buendía). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **67**: 145-160.
- Meléndez, F. (1971) *Estudio geológico de la Serranía de Cuenca*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid: 245 pp.
- Meléndez, F. (1972) El sinclinal Cretácico del Alto Tajo-Valdecabriel (Serranía de Cuenca). *Bol. Geol. Min. ITGE*, **83** (3): 211-220.
- Meléndez, M.N. (1983) El Cretácico de la región de Cañete-Rincón de Ademuz (provincias de Cuenca y Valencia). *Seminarios de Estratigrafía*, **9**: 1-242.
- Meléndez, F.; Meléndez, A.; Ramírez del Pozo, J.; Portero, J.M. y Gutiérrez, G. (1974) Guía de las excursiones geológicas a Tragacete-Las Majadas y Cañete-Landete. *I Reunión de campo sobre el Cretácico de la Serranía de Cuenca*.
- Meléndez, A.; Pardo, G.; Pendón, J.G. y Villena, J. (1982) Evolución del borde oriental de la Meseta durante el Mesozoico y el Paleógeno. Excursión al Mesozoico-Paleógeno de la Sierra de Altomira. *Temas mon. AAPG*, **2**: 165.
- Meléndez, A.; Meléndez, F.; Portero, J. y Ramírez del Pozo, J. (1985) Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of Upper Cretaceous evaporitic - carbonate platform in the central part of the Sierra Iberica. *6th European Regional Meeting, Excursion Guidebook* (Milá & Rosell, Eds.), Lleida (Spain): 189-213.
- Meléndez, A. y Meléndez, F. (1983) Depositional reconstruction of the Cenomanian -Turonian sedimentary cycle in the "Serranía de Cuenca", Iberian chain, central Spain). *4th IAS Eur. Reg. Mtg. Abstr. (Split)*: 111-114.
- Mendoza, C.E. (1986) Smoothing unit vector fields. *Jour. Math. Geology*, **18** (3): 307-322.
- Mercier J.L. (1976) La néotectonique, ses méthodes et ses buts. Un exemple: l'arc égéen (Méditerranée orientale). *Rev. Géogr. Phys. et Géol. dyn.*, **18** (4): 323-346.
- Mercier, J.L.; Armijo, R.; Tapponier, P.; Carey, E. y Lin, H.T. (1987) Change from late Tertiary compression to Quaternary extension in southern Tibet during the India-Asia collision. *Tectonics*, **6** (3): 275-304.
- Merle, O. (1989) Strain models within spreading nappes. *Tectonophysics*, **165**: 57-71.

- Michael, A.J. (1984) Determination of stress from slip data: faults and folds. *Journal of Geophysical Research*, **89**, B13: 11.517-11.526.
- Moissenet, E. (1989) Les fossés néogènes de la Chaîne ibérique: leur évolution dans le temps. *Bull. Soc. Géol. France*, **8** (5): 919-926.
- Morris, A.; Ferrill, D.A. y Henderson, D.B. (1996) Slip-tendency analysis and fault reactivation. *Geology*, **24** (3): 275-278.
- Müller, B.; Zoback, M.L.; Fuchs, K.; Mastin, L.; Gregersen, S. Pavoni, N.; Stephansson, O.; Ljunggren, C. (1992) Regional patterns of tectonic stress in Europe. *J. Geophys. Res.*, **97**: 11.783-11.803.
- Muñoz Jiménez, A. (1992) *Análisis tectosedimentario del Terciario del sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de la Rioja)*. Tesis Doctoral. Univ. De Zaragoza. Instituto Estudios Riojanos, Logroño: 347 pp.
- Muñoz Martín, A. (1994) *Campos de esfuerzos alpinos y reactivación de fallas en el sector de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid: 123 pp.
- Muñoz Martín, A.; De Vicente, G. y González-Casado, J.M. (1994) Análisis tensorial de la deformación superpuesta en el límite oriental de la Cuenca de Madrid. *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, **19**: 203-214.
- Muñoz Martín, A. y De Vicente, G. (1996) Campos de paleoesfuerzos terciarios en el borde oriental de la cuenca del Tajo (España Central). *Geogaceta*, **20** (4): 913-916.
- Muñoz Martín, A.; Cloetingh, S. y De Vicente, G. (1996) Modelos de elementos finitos sobre los campos de paleoesfuerzos terciarios en el borde oriental de la cuenca del Tajo (España central). *Geogaceta*, **20** (4): 838-841.
- Núñez Cornú, F.J. (1987) Un programa interactivo en BASIC para cálculo de mecanismos focales. *Rev. de Geofísica*, **43**: 209-212.
- Olmo, Sanz, A. y Martínez Salanova, J. (1989) El tránsito Cretácico-Terciario en la Sierra de Guadarrama y áreas próximas de las cuencas del Duero y Tajo. *Stu. Geol. Salmanticensis*, **5**: 55-69.
- Ortí, F. (1974) El Keuper del Levante español. *Estudios Geológicos*, **30**: 7-46.
- Parés, J.M. (1988) *Dades paleomagnètiques del NE de la placa ibèrica: implicacions tectòniques*. Ph. D. Thesis Univ. Barcelona: 378 pp.
- Parés, J.M.; Banda, E. y Santanach, P. (1988) Paleomagnetic results from the southeastern margin of the Ebro Basin (northeastern Spain): evidence for a Tertiary clockwise rotation. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **52**: 267-282.
- Paricio, J. y Simón, J.L. (1986) Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica oriental: la cuenca neógena inferior del Mijares (Teruel-Castellón). *Estudios Geológicos*, **42**: 307-319.
- Pegoraro, O. (1972) *Applicattion de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale)*. Thèse IIIème cycle. U.S.T.L. Montpellier. 41 pp.
- Pérez Agudo, M.E. (1995) *Interpretación de ondas P y S en la Meseta Ibérica*. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid: 88 pp.
- Pérez González, A. (1971) Tertiary and Quaternary of the plateau of New Castilla. *Congr. Geol. Inst. 10 th. Int. Field*: 225-241.
- Pérez González, A. (1982) *Neogeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Ed. Tesis Doctoral Univ. Complutense: 787 pp.
- Pérez González, A.; Vilas, L.; Brell, J.M. y Bertolín, M. (1971) Series continentales al E de la Sierra de Altomira. *I Congr. Hisp. Lus. Amer. Geol.* 1-51. 357-376.
- Perucha, M.A.; Muñoz Martín, A.; Tejero, R. y Bergamín, J.F. (1995) Estudio de una transversal entre la Cuenca de Madrid y la Cordillera Ibérica a partir de datos estructurales, sísmicos y gravimétricos. *Geogaceta*, **18**: 15-18.
- Philip, H. (1987) Plio-Quaternary evolution of the stress field in the Mediterranean zones of subduction and collision. *Annales Geophysicae*, **3**: 301-320.
- Philip, H y Cisternas, A. (1983) El terremoto del Asnam del 10 de octubre de 1980. En: *Mecanismo de los terremotos y tectónica*, A. Udías, A. Muñoz y Buforn, E. (Eds.). Univ. Complutense de Madrid: 175-196.
- Pindell, J.L.; Cande, S.C.; Pitman, W.C.; Rowley, D.B.; Dewey, J.F.; La Breque, J. y Haxby, W. (1989) plate kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*,.....? (en Dewey en prensa).
- Pitman, W.C. y Talwani, M. (1972) Seafloor spreading in the North Atlantic. *Geological Soc. of América Bull.*, **83**: 619-643.
- Platt, J.P. y Behrmann, J.H. (1986) Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, **8** (1): 15-33.
- Platt, J.P.; Behrmann, J.H.; Cunningham, P.C.; Dewey, J.F.; Helman, M.; Parish, M.; Shepley, M.G.; Wallis, S. y Weston, P.J. (1989) *Nature*, **337**: 158-161.
- Pollard, D.D.; Saltzer, S.D. y Rubin, A.M. (1993) Stress inversion methods: are they based on faulty assumptions?. *Journal of Structural Geology*, **15** (8): 1045-1054.
- Portero, J.M.; Olmo, P. y Ramírez del Pozo, J. (1982) Síntesis del Terciario continental de la cuenca del Duero. *Temas geológico y mineros, IGME*, **6** (1): 11-37.
- Portero, J.M. y Aznar, J.M. (1984) Evolución morfotectónica y sedimentaria terciaria en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I Congreso Español de Geología*, III: 253-263.
- Prado, C. (1864) *Descripción física y geológica de la Provincia de Madrid*. Junta General de Estadística: 219 pp.

- Price, N.J. (1969) A dynamic mechanism for the development of second order faults. En: A.J. Baer y D.R. Morris (Eds.) *Proceedings Conference on research in tectonics (Kink-bands and brittle deformation)*; 49-90.
- Price, N.J. y Cosgrove, J.W. (1990) *Analysis of Geological Structures*, Cambridge University Press: 502 pp.
- Querol, R. (1989) *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. E.T.S.I. Minas de Madrid (Depto. de Ingeniería Geológica): 48 pp.
- Racero, A. (1988) Consideraciones acerca de la evolución geológica del margen NW de la cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de los datos de subsuelo. *II Congreso Geológico de España*, Granada.
- Racero, A. (1989) Exploración petrolífera de la Cuenca del Tajo. contribución a su conocimiento. *VII Congreso Intern. de Minería y Metalurgia (Oviedo)*, t. II: 62-81.
- Ramírez, J. y Meléndez, F. (1972a) El Cretácico Superior-Eoceno de la Serranía de Cuenca. *Bol. Geol. y Min.*, **83** (5): 443-456.
- Ramírez, J. y Meléndez, F. (1972b) El Cretácico Inferior en facies "Weald" de la Serranía de Cuenca. *Bol. Geol. y Min.*, **83** (6): 569-581.
- Ramsay, J.G. (1967) *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York, 568 pp.
- Ramsay, J. (1992) Geometrical problems with ramp-flat thrust models. *Thrust Tectonics*, K.R. McClay (Ed.). Chapman & Hall: 191-200.
- Ranalli, G. y Yin, Z.M. (1990) Critical stress difference and orientation of faults in rocks with strength anisotropies: the two-dimensional case. *Journal of Structural Geology*, **12** (8): 1067-1071.
- Ratschbacher, L.; Merle, O.; Davy, P. y Cobbold, P. (1991a) Lateral extrusion in the eastern Alps, part 1: boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, **10** (2): 245-256.
- Ratschbacher, L.; Frisch, W. y Linzer, H.G. (1991b) Lateral extrusion in the eastern Alps, part 2: structural analysis. *Tectonics*, **10** (2): 257-271.
- Rebai, S.; Philip, H. y Taboada, A. (1992) Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales. *Geophys. J. Int.*, **110**: 106-140.
- Rebai, S.; Philip, H.; Dorbarth, L.; Borisoff, B.; Haessler, H. y Cisternas, A. (1993) Active tectonics in the lesser Caucasus: coexistence of compressive and extensional structures. *Tectonics*, **12** (5): 1089-1114.
- Reches, Z. (1978) Analysis of faulting in three-dimensional strain fields. *Tectonophysics*, **47**: 109-129.
- Reches, Z. (1983) Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis: *Tectonophysics*, **95**: 133-156.
- Reches, Z. (1987) Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, **7**: 849-861.
- Reches, Z. y Dieterich, J.H. (1983) Faulting of rocks in three-dimensional strain fields; I. Failure of rocks in polyaxial servo-control experiments. *Tectonophysics*, **95**: 111-132.
- Reches, Z.; Baer, G. y Hatzor, Y. (1992) Constraints on the strength of the Upper Crust from stress inversion of fault slip data. *Journal of Geophysical Research*, **97** (B9): 12481-12493.
- Reches, Z. y Endelmann, A. (1995) Drag along faults. *Tectonophysics*, **247**: 146-156.
- Rehault, J.P.; Boillot, G. y Mauffret, A. (1984) The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, **55**: 447-477.
- Rey Pastor, A. (1925) Informe acerca de los fenómenos sísmicos ocurridos en la región de Pastrana.
- Riba, O. (1957) Ensayo sobre la distribución de las litofacies del Terciario continental de la cuenca del Tajo, al O de la Sierra de Altomira (resumen). *Cursillos. Conferencias Inst. "Lucas Mallada"*, **4**: 171-172.
- Riba, O. (1959) Estudio geológico de la Sierra de Albarracín. *Mon. n° 16. Inst. "Lucas Mallada"*. C.S.I.C.: 283 pp.
- Riba, O. y Ríos, J.M. (1960) Observacions sur la structure du secteur sud-ouest de la Chaîne ibérique (Espagne). *Soc. Geol. Fr. Mém. Hors sér.*, Paris, Livre mém. Prof. Paul Fallot, **1**: 275-290.
- Riba, O. y Ríos, J.M. (1962) Observations sur la structure du secteur sud-ouest de la chaîne ibérique (Espagne). *Livre Mem. P. Fallot, 1 (Soc. Geol. France)*: 275-290.
- Riba, O.; Reguant, S. y Villena, J. (1983) Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca Terciaria del Ebro. En *Libro Jubilar J.M. Ríos*, T. II: 131-160.
- Ribeiro, A.; Cabral, J.; Batista, R. y Matias, L. (1996) Tectonic stress pattern in Portugal Mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, **15** (2): 641-659.
- Rich, J.L. (1934) Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee. *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, **18**: 1584-1596.
- Richardson, R.M.; Solomon, S.C. y Sleep, N.H. (1979) Tectonic stress in the plates. *Rev. Geophys.*, **17**: 981-1019.
- Richardson, R.M. (1992) Ridge forces, absolute plate motions, and the intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research*, **97**: 117398-11748.
- Richter, G. y Teichmüller, R. (1933) Die Entwicklung der keltiberischen Ketten. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Phys.*, **III**, **7**: 118 p. (Beitr. Geol. West Medit., 9-11).

- Rincón, P.J. y Vegas, R. (1996) Neotectónica en el antepaís castellano de las Cordilleras Béticas orientales. *Geogaceta*, **20** (4): 929-931.
- Rincón, P.J.; Giner, J.L.; Vegas, R. y De Vicente, G. (1996) Sismicidad en el antepaís de las Cordilleras Béticas orientales: determinación del tensor de esfuerzos actual. *Geogaceta*, **20** (4): 932-935.
- Ritz, J.F. (1994) Determining the slip vector by graphical construction: use of a simplified representation of the stress tensor. *Journal of Structural Geology*, **16** (5): 737-741.
- Rivera, L.A. (1989) *Inversion du tenseur des contraintes et des mécanismes au foyer à partir des données de polarité pour une population de séismes*. Thèse de Doctorat. Université Louies-Pasteur de Strasbourg: 266 pp.
- Rivera, L. y Cisternas, A. (1990) Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **80** (3): 600-614.
- Rodgers, J. (1963) Mechanics of Appalachian foreland folding in Pennsylvania and West Virginia. *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, **47**: 1527-1536.
- Rodríguez Aranda, J.P. (1995) *Sedimentología de los sistemas de llanura lútica-lago salino del Mioceno en la zona oriental de la Cuenca de Madrid (Tarancón-Auñón)*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid.: 474 pp.
- Rodríguez Aranda, J.P.; Calvo, J.P. y Ordóñez, S. (1991) Transición de abanicos aluviales a evaporitas en el Mioceno del borde oriental de la Cuenca de Madrid (Sector de Barajas de Melo-Illana). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **4** (1-2): 33-50.
- Rodríguez Aranda, J.P.; Muñoz Martín, A.; Giner, J.L. y Cañaveras, J.C. (1995) Estructuras tectónicas en el basamento de la cuenca de Madrid y su reflejo en la cobertera sedimentaria neógena. *Geogaceta*, **18**: 19- 22.
- Rodríguez Pascua, M.A. (1994) *Cinemática y dinámica de las deformaciones alpinas en la zona del Alto Tajo (Guadalajara)*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid: 118 pp.
- Rodríguez Pascua, M.A.; De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1994) Cinemática y dinámica de las deformaciones en la zona del Alto Tajo (Guadalajara). *Cuadernos Lab. Xeológico de Laxe*, **19**: 163-174.
- Roure, F.; Choukroune, P.; Berastegui, X.; Muñoz, J.A.; Villien, A.; Matheron, P.; Bareyt, M.; Séguret, M.; Camara, P. y Déramond, J. (1989) ECORS deep seismic data and balanced cross-sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, **8**: 41-50.
- Royo Gómez, J. (1926) Sobre la Geología de los alrededores de Toledo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **26**: 217-218.
- Royden, L.H. (1993) Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, **12**: 629-638.
- Salas, R. y Casas, A. (1993) Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine Cycle of the eastern Iberian Basin. *Tectonophysics*, **228**: 33-56.
- San José, M.A. (1975) *Mapa Geológico de España*, a escala 1:50.000 (2ª serie), nº 584 (Mondéjar), IGME.
- Sánchez Soria, P. (1973) *Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte)*. Tesis Doctoral Univ. Complutense. 297 pp.
- Sánchez Soria, P. y Pignatelli García, R. (1967) Notas geológicas de la Sierra de Altomira (Cuenca-Guadalajara). *Bol. R. Soc. Esp. H. Nat.*, **T65**: 231-240.
- Santisteban, J.I.; Martín Serrano, A. y Mediavilla, R. (1991) El Paleógeno del sector suroccidental de la cuenca del Duero: Nueva división estratigráfica y controles sobre su sedimentación. En: *Libro homenaje a Oriol Riba*, Colombo, F. (Ed.), *Acta Geol. Hisp.*, **26** (2): 133-148.
- Sanz de Galdeano, C. (1983) Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, **39**: 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1990) La prolongación hacia el sur de las fosas y desgarres del norte y centro de Europa: Una propuesta de interpretación. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **3** (1-2): 231-241.
- Sanz de Galdeano, C. (1996) Tertiary framework of the Iberian Peninsula. *Tertiary Basins of Spain*, P. Friend y C. Dabrio (Eds.), Cambridge University Press: 9-13.
- Sassi, W. (1985) *Analyse numérique de la déformation cassante*. Thèse IIIème cycle. Univ. Paris-Sud. Orsay. Sibson, R.H. (1974) Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature*, **249**: 542-544.
- Sassi, W.; Colletta, B.; Balé, P. y Paquereau, T. (1993) Modelling of structural complexity in sedimentary basins: the role of pre-existing faults in thrust tectonics. *Tectonophysics*, **226**: 97-112.
- Sassi, W. y Faure, J.L. (1996) Role of faults and layer interfaces on the spatial variation of stress regimes in basins: inferences from numerical modelling. *Tectonophysics*, **266**: 101-119.
- Savostini, L.A.; Sibuet, J.C.; Zonenshain, L.P.; Le Pichon, X. y Roulet, M.J. (1986) Kinematic evolution of the Thetys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, **123**: 1-35.
- Sebrier, M.; Mercier, J.L.; Megard, F.; Laubacher, G. y Carey-Gailhardis, E. (1985) Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Andes of Peru. *Tectonics*, **4**: 739-780.
- Sebrier, M.; Mercier, J.L.; Machare, J.; Bonnot, D.; Cabrera, J. y Blanc, J.L. (1988) The state of stress in an overrinding plate situated above a flat slab: The Andes of Central Peru. *Tectonics*, **7**: 895-928.

- Segura, M.; García Hidalgo, J.F.; Carenas, B.; García, A. (1993) Late Cenomanian-Early Turonian platform from Central Eastern Iberia, Spain. *A.A.P.G. Mem. Spec. Publ.*, **56**: 283-296.
- Sell, I.; Poupeau, G.; Casquet, C.; Galindo, C. y González Casado, J.M. (1995) Exhumación alpina del bloque morfotectónico Pedrizo- La Cabrera (Sierra del Guadarrama, SCE): Potencialidad de la termocronometría por trazas de fisión en apatitos. *Geogaceta*, **18**: 23-26.
- Servicio Geográfico del Ejército (1995) *Carta digital de España*: 47 pp y CD-ROM.
- Sibson, R.H. (1974) Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature*, **249**: 542-544.
- Sibson, R.H. (1985) A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology*, **7**: 751-754.
- Silva, P.G. (1988) *El Cuaternario del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid: aspectos geomorfológicos y neotectónicos*. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid: 143 pp.
- Silva, P.G.; Goy, J.L. y Zazo, C. (1988) Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geológicos*, **44**: 415-427.
- Simón Gómez, J.L. (1984) *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza. Pub. Instituto de Estudios Turolenses. Teruel. 269 pp.
- Simón Gómez, J.L. (1986) Analysis of a gradual change in stress regime (example of the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, **124**: 37-53.
- Simón Gómez, J.L. (1989) Recent stress field and brittle tectonics in the Iberian chain and Ebro basin Spain). *Journal of Structural Geology*, **11** (3): 285-294.
- Simón Gómez, J.L. (1990) Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, **8**: 123-129.
- Simón Gómez, J.L. y Paricio, J. (1988) Sobre la compresión Neógena en la Cordillera Ibérica (Algunas precisiones a propósito de los comentarios de J. Guimerá al trabajo "Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica centro-oriental: la cuenca neógena inferior del Mijares. Teruel-Castellón"). *Estudios Geológicos*, **44**: 271-283.
- Simón Gómez, J.L.; Serón, F.J. y Casas, A. (1988) Stress deflection and fracture development in a multidirectional extension regime. Mathematical and experimental approach with field examples. *Annales Tectonicae*, **2** (1): 21-32.
- Smith, A.G. (1971) Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Geological Soc. of America Bull.*, **82**: 2039-2070.
- Solé Sabarís, L. (1952) Geografía física. In: M. Teran, *Geografía de España y Portugal*, vol. 1. Montaner y Simón (Barcelona).
- Sopeña, A. (1979) *Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la provincia de Guadalajara*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- Spang, J.H.; Evans, J.P. y Berg, R.R. (1985) Balanced cross-sections of small fold structures. *The Mountain Geologist*, **22**: 41-46.
- Spang, J.H. y Evans, R.R. (1988) Geometrical and mechanical constraints on basement-involved thrusts in the Rocky Mountain foreland province. *Geological Soc. of America, mem.* **171**: 41-51.
- Srivastava, S.P. y Tapscott, C.R. (1986) Plate kinematics of the North-Atlantic. In: P.R. Vogt y B.E. Tucholke (Eds.), *The Geology of North America*. Vol. M. The Western North Atlantic Region. Geol. Soc. Am. Boulder, Colo.: 379-404.
- Srivastava, S.P.; Roest, W.R.; Kovacs, L.C.; Oakey, J.; Lévesque, S.; Verhoef, J. y Macnab, R. (1990) Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, **184**: 229-260.
- Stein, A.M. y Blundell, D.J. (1990) Geological inheritance and crustal dynamics of the northwest Scottish continental shelf. *Tectonophysics*, **173**: 455-467.
- Stephenson, R.A. y Cloetingh, S.A.P.L. (1991) Some examples and mechanical aspects of continental lithospheric folding. *Tectonophysics*, **188**: 27-37.
- Stille, H. (1931) Die Keltiberische Scheitelung. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Mat.-Phys. Kl.* **10**: 138-164.
- Stuart, A. (1984) *The ideas of sampling*. C. Griffin, High Wycombe: 91 pp.
- Suppe, J. (1983) Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. Jour. of Science*, **283**: 684-721.
- Suppe, J. (1985) *Principles of Structural Geology*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.: 537 pp.
- Suppe, J. y Medwedeff, D.A. (1990) Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geol. Helv.*, **83** (3): 409-454.
- Suriñach, E. y Vegas, R. (1988) Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in central Spain. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **51**: 226-234.
- Suriñach, E.; Marthelot, J.M.; Gallart, J.; Daignières M. y Hirn, A. (1993) Seismic images and evolution of the Iberian crust in the Pyrenees. *Tectonophysics*, **221**: 67-80.
- Tapponier, P. (1977) Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. France*, **7** (19): 437-460.
- Tapponier, P. y Molnar, J. (1976) Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, **264**: 319-324.
- Templado, D.; Meseger, J. y Cantos, J. (1945) *Mapa geol. España E:1:50.000. Hoja nº 605, Aranjuez*. Edit. I.G.M.E.

- Thompson, R.I. (1981) The nature and significance of large "blind" thrusts within the northern Rocky Mountains of Canada. *Thrust and nappe Tectonics*, McClay, K.R. y Price, N.J. (Eds.). *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, 9: 449-462.
- Torres, T.; Zapata, J.L. y Portero, J.M. (1983) El Terciario de la depresión intermedia entre la Serranía de Cuenca y la Sierra de Altomira. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos*, t. II: 558-564.
- Torres, T., Junco, F. Zapata, J.L. y Plaza, J. (1984) Similitud de procesos sedimentarios del Neógeno de la Cuenca del Tajo y la Depresión Intermedia. *I. Cong. Nal. Geol.* (Segovia): 285-301.
- Torres, T., Zapata, J.L. (1986a) Caracterización de dos sistemas de abanicos aluviales húmedos en el Terciario de la Depresión Intermedia (Cuenca-Guadalajara). *Acta Geológica hispánica*, 21-22: 45-53.
- Torres, T., Zapata, J.L. (1986b) Paleotopografía y distribución de paleocorrientes de abanicos aluviales de la Depresión Intermedia (Cuenca-Guadalajara). *Acta Geológica hispánica*, 21-22: 55-61.
- Torres, T., Zapata, J.L. (1986c) Evolución Cenozoica de la Depresión Intermedia (Cuenca-Guadalajara). *Acta Geológica hispánica*, 21-22: 437-442.
- Torres, T.; García Cortés, A.; Mansilla, H. y Quintero, I. (1992) Upper Oligocene palustrine deposits in the "Depresión Intermedia" basin (prov. of Cuenca and Guadalajara, central Spain): boreholes cores interpretation. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca. Simposios, 1: 149-157.
- Udías, A. y Buforn, E. (1991) Regional stresses along the Eurasia - Africa plate boundary derived from focal mechanisms of large earthquakes. *Pure appl. Geophys.*, 136: 433-448.
- Underhill, J.R. y Woddcok, N.H. (1987) Faulting mechanism in high-porosity sandstones; New Red Sandstone, Arran, Scotland. In: *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*, Jones, M.E. y Preston, R.M.F. (Eds.), *Geological Soc. Spec. Pub.*, 29: 91-105.
- Vaudour, J. (1979) *La región de Madrid, alteraciones, sols et paleosols*, Edit.: Ophrys. 390 pp.
- Van Wees, J.D. (1994) *Tectonic modelling of basin deformation and inversion dynamics*. Thesis Vrije Universiteit, Amsterdam: 164.
- Van Wees, J.D.; Cloetingh, S. y De Vicente, G. (1995) The role of pre-existing weak-zones in basin evolution: constraints from 2D finite element and 3D flexure models. *Modern developments in structural interpretation, validation and modelling*, P.G. Buchanan & D.A. Nieuwland (Eds.). *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 99: 297-320.
- Vegas, R. (1992a) Sobre el tipo de deformación distribuida en el contacto entre África y la península Ibérica. *Física de la Tierra* (Ed. Complutense), 4: 41-56.
- Vegas, R. (1992b) The Valencia through and the origin of the western Mediterranean basins. *Tectonophysics*, 203: 249-261.
- Vegas, R. (1994) A tectonic model for the volcanic province of Olot (NE Spain). *Geogaceta*, 15: 121-123.
- Vegas, R. y Suriñach, E. (1987) Engrosamiento de la corteza y relieve intraplaca en el centro de Iberia. *Geogaceta*, 2: 40-42.
- Vegas, R.; Pérez González, A. y Mínguez Marín, F. (1975) *Mapa geológico de España E. 1:50.000. Hoja n° 582*, Getafe. Edit: I.G.M.E.
- Vegas, R.; Vazquez, J.T. y Marcos, A. (1986) Tectónica Alpina y Morfogénesis del Sistema Central Español: Modelo de deformación intracontinental distribuida. *Geogaceta*, 1: 24-25.
- Vegas, R.; Vazquez, J.T.; Suriñach, E. y Marcos, A. (1990) Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 184: 367-378.
- Vegas, R. y Rincón, P. (1995) Campos de esfuerzos, deformación alpina y volcanismo neógeno asociado en el antepaís bético de la provincia de Ciudad Real (España central). *Geogaceta*, 19: 31-35.
- Vergés, J. (1994) Trías salino: control de primer orden del sistema de cabalgamientos Eoceno Oligoceno. *II Congreso del G.E.T., comunicaciones*: 221-224.
- Vergés, J.; Muñoz, J.A.; Martínez, A. (1992) South Pyrenean fold and thrust belt: the role of foreland evaporitic levels in thrust geometry, edited by K.R. Mc Clay, *Thrust tectonics*, Chapman and Hall, London: 255-264.
- Vergés, J.; Lewis, C. y Marzo, M. (1996) Drenaje fluvial y topografía ligados a extensión: NE de Iberia. *Geogaceta*, 20 (4): 850-852.
- Villemin, T.; Bergerat, F.; Angelier, J. y Lacasse, C. (1994) Brittle deformation and fracture patterns on oceanic rift shoulders: the Esja peninsula, SW Iceland. *Journal of Structural Geology*, 16 (12): 1641-1654.
- Viallard, P. (1973) *Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique Sudoccidentale*. Thèse Univer. Paul sabatier. Toulouse. 445 pp.
- Viallard, P. (1979) La Chaîne ibérique: zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogenèse alpine. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289: 65-68.
- Viallard, P. (1983) Le décollement de la couverture dans la Chaîne ibérique méridionale: effect de raccourcissements différentiels entre substratum et couverture. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7) Paris, 25, 3: 379-383.
- Viallard, P. (1989) Decollement de couverture et decollement medio-crustal dans una chaîne intraplaque: variations verticales du style tectonique des Iberides (Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*, 5: 913-918.
- Vilas, L.; Más, R.; García, A.; Arias, C.; Alonso, A.; Meléndez, n. y Rincón, R. (1982) Cap. 8: Ibérica Suroccidental. *El Cretácico de España* (Ed. Universidad Complutense, Madrid): 457-514.

- Wallace, R.E. (1951) Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Struct. Geol.*, **59**: 118-130.
- Warburton, J. y Alvarez, C. (1991) A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. *Libro homenaje a R. Soler. Mem. A.G.G.E.P.*: 147-155.
- Will, T.M. y Powell, R. (1991) A robust approach to the calculation of paleostress fields from fault plane data. *Journal of Structural Geology*, **13** (7): 813-821.
- Will, T.M. y Powell, R. (1992) A robust approach to the calculation of paleostress field from fault plane data: Reply. *Journal of Structural Geology*, **14** (5): 639-640.
- Williams, G. y Chapman, T. (1983) Strain developed in the hanging-wall of thrusts due to their slip/propagation rate: a dislocation model. *Journal of Structural Geology*, **5**: 563-571.
- Willis, B. y Willis, R. (1934) *Geologic Structures*. McGraw Hill. Nueva York.
- Woodcock, N.H. y Naylor, M.A. (1983) Randomness testing in three-dimensional orientation data. *Journal of Structural Geology*, **5** (5): 539-548.
- Wortel, M.J.R. y Cloetingh, S. (1981) On the origin of the Cocos-Nazca spreading centre. *Geology*, **9**: 425-430.
- Wortel, M.J.R. y Cloetingh, S. (1983) A mechanism for the fragmentation of oceanic plates. En: *Studies in continental margin geology*, J.S. Watkins J.S. y C.L. Drake (Eds.), **34**. AAPG Mem.
- Wortel, M.J.R. y Cloetingh, S. (1985) Accretion and lateral variations in tectonic structure along the Peru-Chile trench. *Tectonophysics*, **112**: 443-462.
- Wortel, M.J.R. y Cloetingh, S. (1986) On the dynamics of convergent plate boundaries and stress in the lithosphere. En: *The origin of arcs*, F.C. Wenzel (Ed.), Elsevier (Amsterdam): 115-139.
- Wortel, M.J.R.; Remkes, M.; Govers, R.; Cloetingh, S. y Meijer, P. (1991) Dynamics of the lithosphere and the intraplate stress field. En: Ehligmarsh, R.B., M.H.O. Bott, Fairhead, J.D., y Kuszniir, N.J. (Eds.), *Tectonic stress in the lithosphere* (The Royal Society, London): 111-126.
- Wotjal, S. (1988) Objective methods for constructing profiles and block diagrams of folds. *Basic Methods of Structural Geology*, S. Marshak y G. Mitra (Eds.). Prentice-Hall, New Jersey: 269-302.
- Xiaohan, L. (1983) *Perturbations de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc. Observations et simulations mathématiques*. Tèse IIIème cycle. USTL Montpellier: 152 pp.
- Yin, Z.M. y Ranalli, G. (1992) Critical stress difference, fault orientation and slip direction in anisotropic rocks under non-Andersonian stress systems. *Journal of Structural Geology*, **14**: 237-244.
- Yin, Z.M. y Ranalli, G. (1993) Determination of tectonics stress field from fault-slip data: toward a probabilistic method. *Journal of Geophysical Research* (B98), **7**: 12.165-12.176.
- Yin, Z.M. y Ranalli, G. (1995) Estimation of the frictional strength of faults from inversion of fault-slip data: a new method. *Journal of Structural Geology*, **17** (9): 1327-1335.
- Ziegler, W.H. (1975) Outline of the geological history of the North Sea. En: Woodland, A.W. (Ed.) *Petroleum and the Continental Shelf of North-west Europe*, **1**, Geology. John Wiley and Sons, New York: 167-187.
- Ziegler, P.A.; Cloetingh, S.; Van Wees, J.D. (1995) Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, **252**: 7-59.
- Zoback, M.L. (1992) First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.*, **97**: 11703-11728.
- Zoback, M.L.; M.D. Zoback; Adams, J.; Assumpção, M.; Bell, S.; Bergman, E.A.; Blümling, P.; Brereton, N.R.; Denham, D.; Ding, J.; Fuchs, K.; Gay, N.; Gregersen, S.; Gupta, H.K.; Gvishiani, A.; Jacob, K.; Klein, R.; Knoll, P.; Magee, M.; Mercier, J.L.; Müller, B.C.; Paquin, C.; Rajendran, K.; Stephansson, O.; Suarez, G.; Suter, M.; Udias, A.; Xu, Z.H. y Zhizhin, M. (1989) Global patterns of tectonic stress. *Nature*, **341**: 291-298.
- Zoback, M.L. y Magee, M. (1991) Stress magnitudes in the crust: Constraints from stress orientations and relative magnitude data. En: Ehligmarsh, R.B., M.H.O. Bott, Fairhead, J.D., y Kuszniir, N.J. (Eds.), *Tectonic stress in the lithosphere* (The Royal Society, London): 141-150.

ANEXOS

ANEXO I - Mapa geológico y estructural de síntesis (1:200.000).

ANEXO II - Cortes geológicos equilibrados.

ANEXO III - Tablas de Resultados y Estaciones de Análisis Mesoestructural.

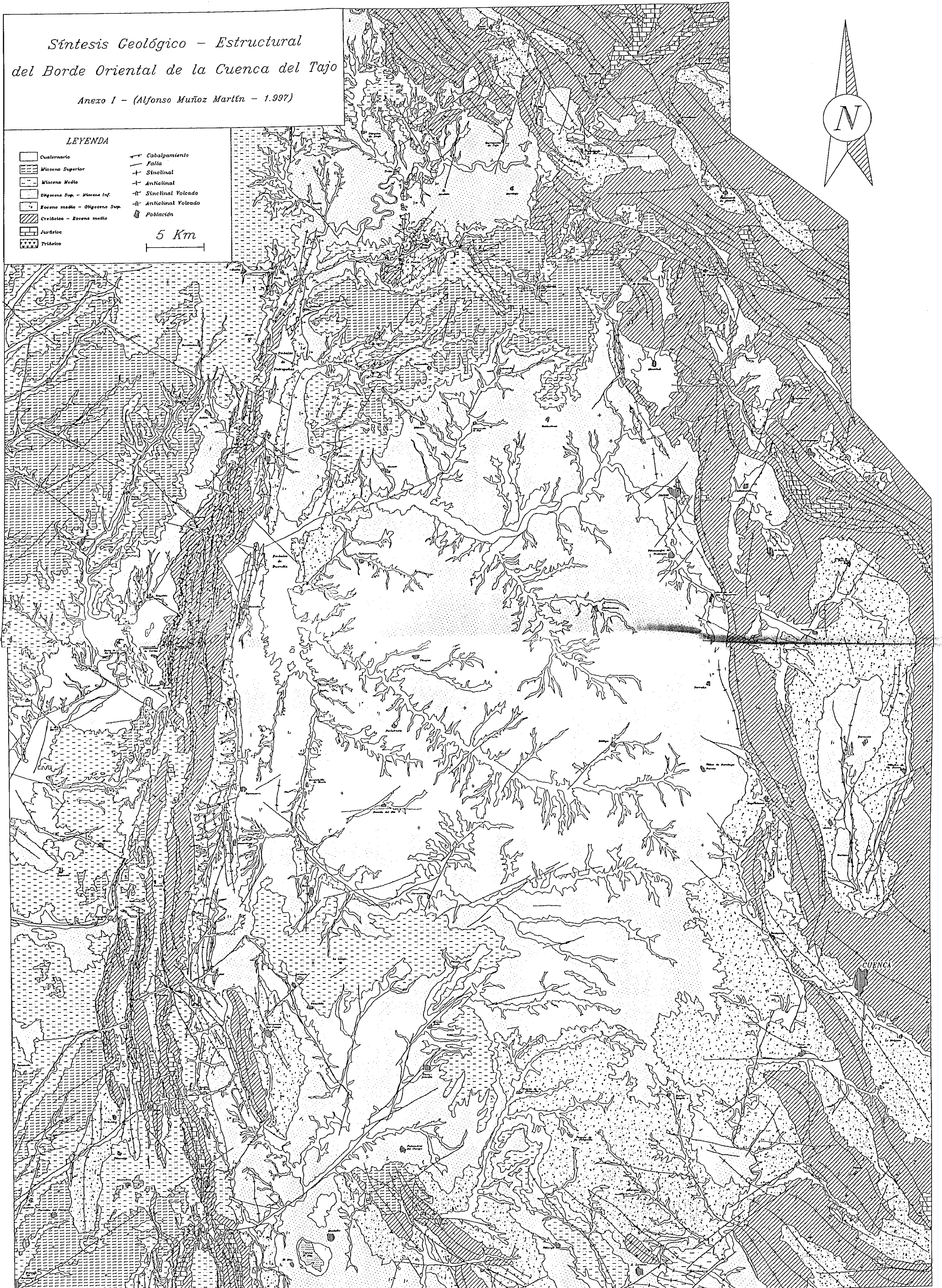
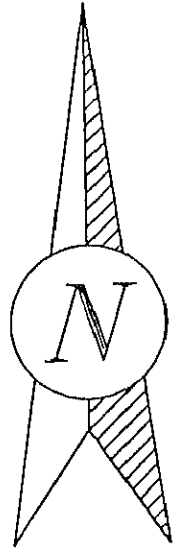
*Síntesis Geológico - Estructural
del Borde Oriental de la Cuenca del Tajo*

Anexo I - (Alfonso Muñoz Martín - 1.997)

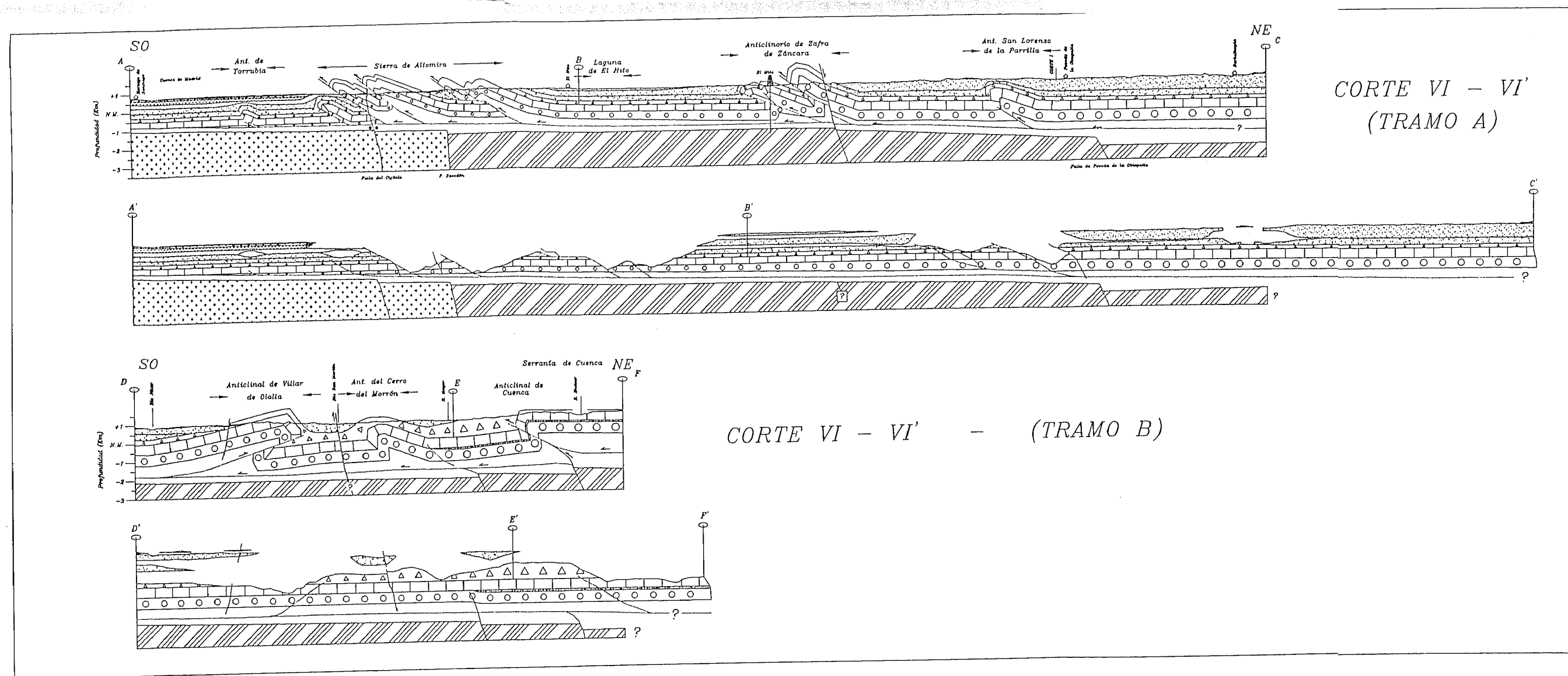
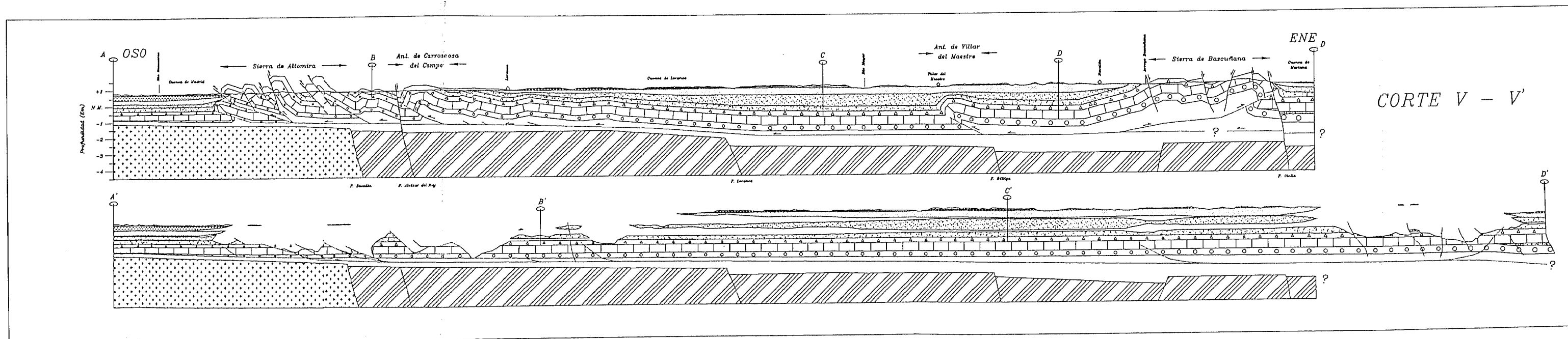
LEYENDA

- | | | | |
|--|-------------------------------|--|--------------------|
| | Quaternario | | Cabalgamiento |
| | Mioceno Superior | | Falla |
| | Mioceno Medio | | Sinclinal |
| | Oligoceno Sup. - Mioceno Inf. | | Anticlinal |
| | Eoceno medio - Oligoceno Sup. | | Sinclinal Volcado |
| | Cretácico - Eoceno medio | | Anticlinal Volcado |
| | Jurásico | | Población |
| | Triásico | | |

5 Km



ANEXO II - Cortes Geológicos Equilibrados del Borde Oriental de la Cuenca del Tajo (Lámina 2)



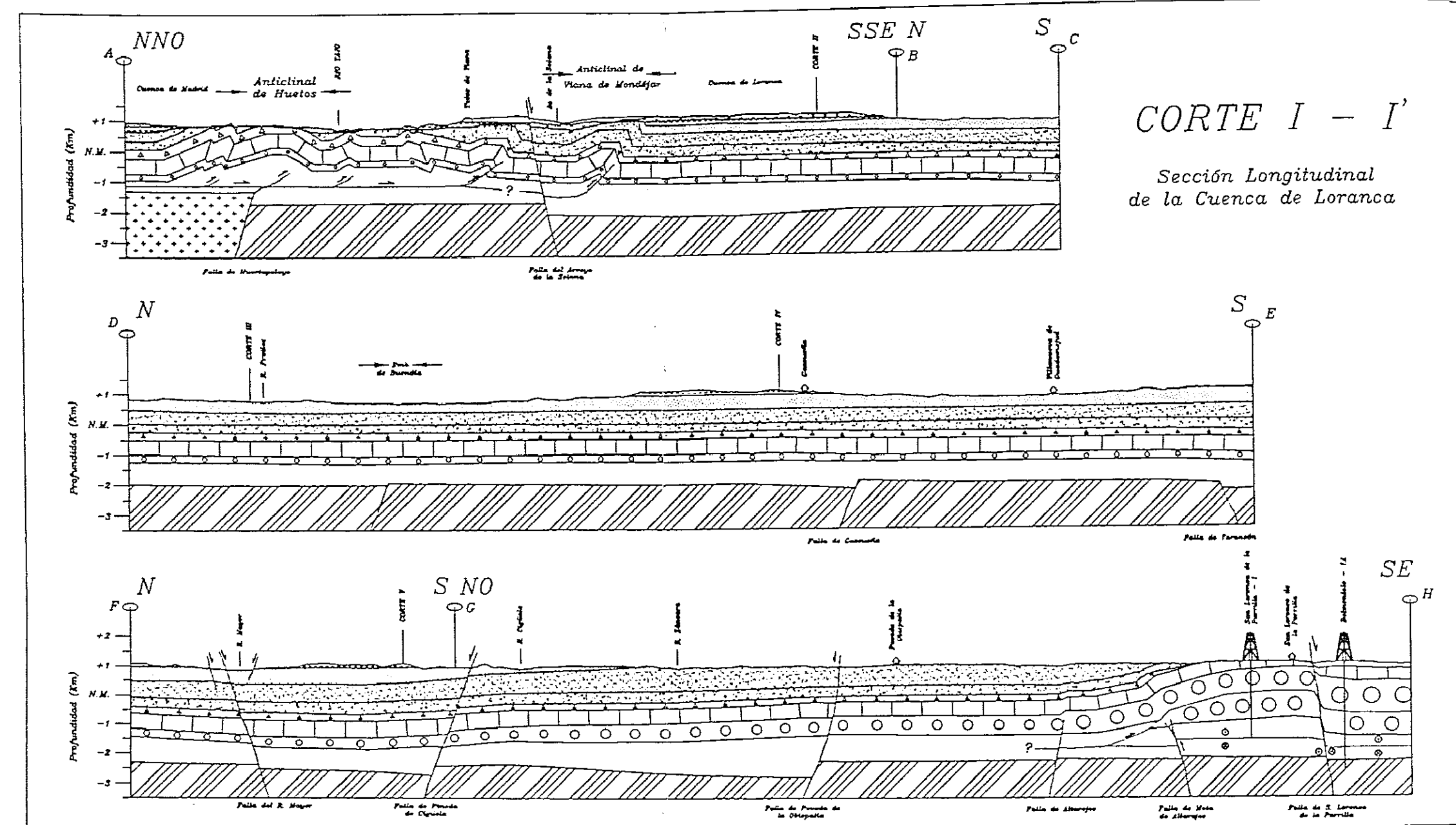
LEYENDA

Serie Sinclética		Vallesiense-Turoliense
		Aragoniense med.-Valles. inf.
		Ramblense-Aragoniense med.
		Ageniense-Ramblense
		Oligoceno
Cobertura		Eoceno med.-Oligoceno inf.
		Fm. Villalba de la Sierra
		Cretácico Superior
		Facies "Weald"
N.Despegue		Jurásico
		Triásico indiferenciado
Basamento		Pizarras y Cuarcitas
		Gneises y Granitos

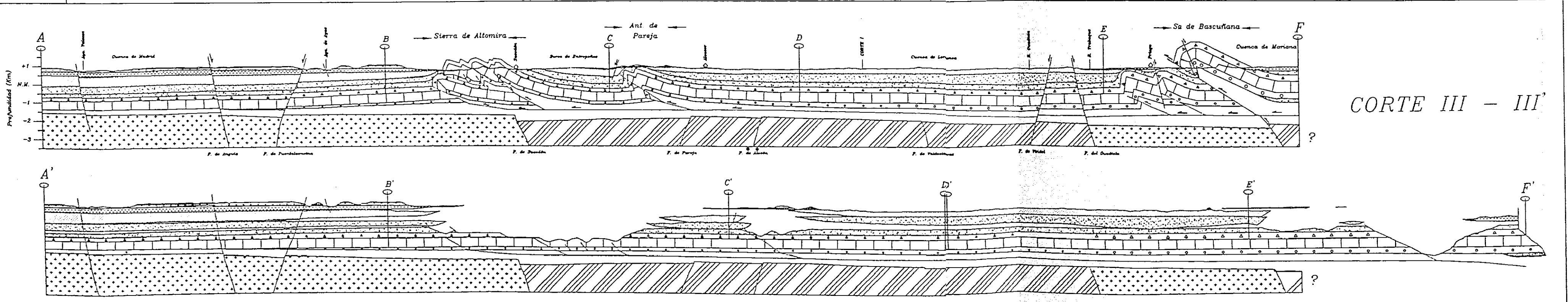
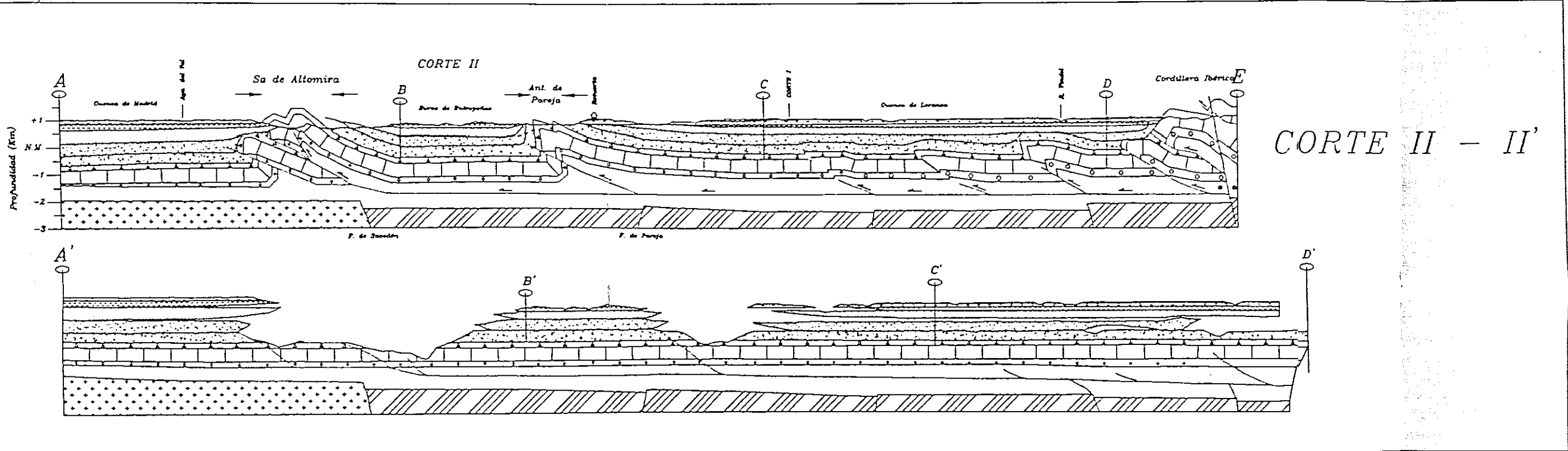
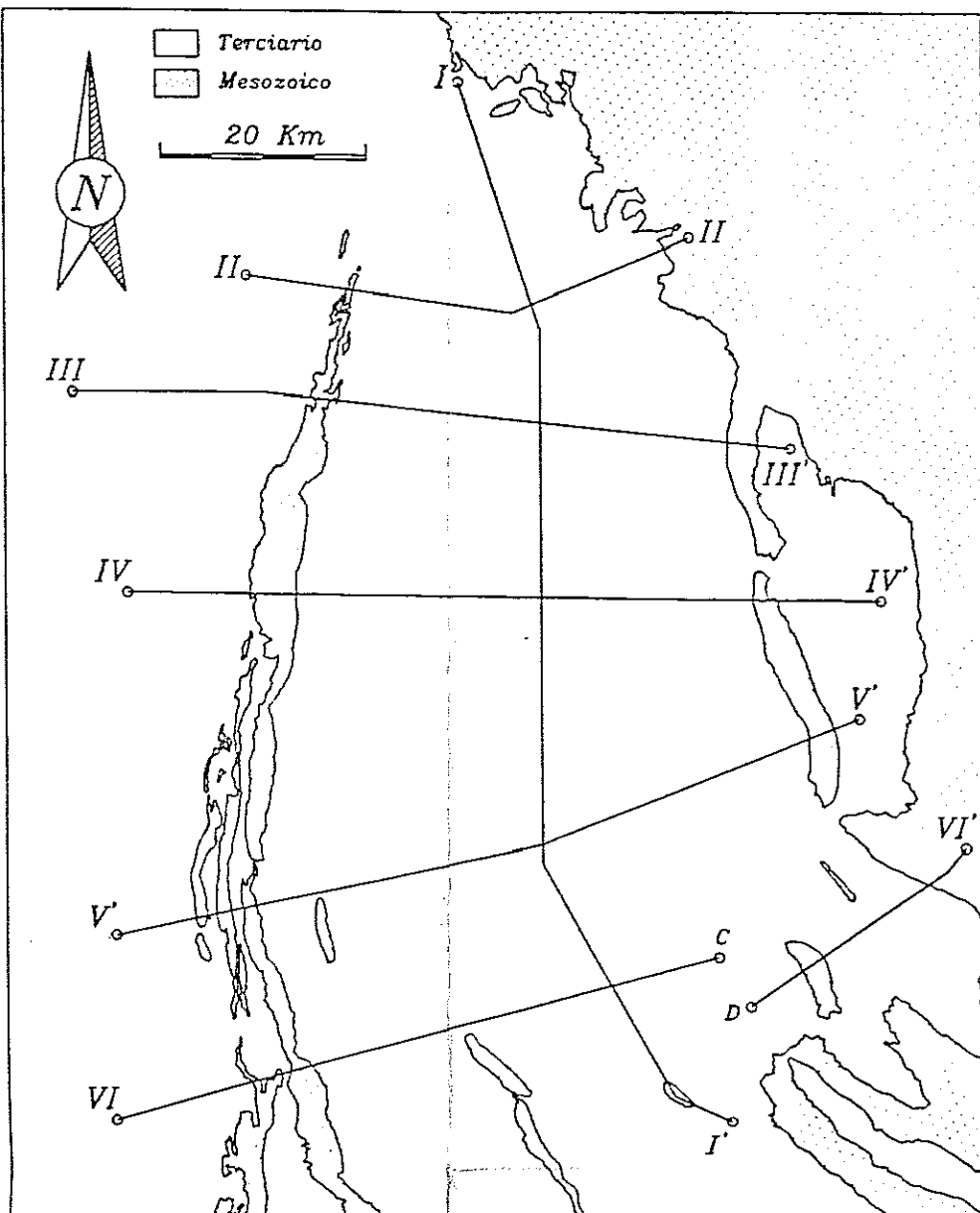
4 Km

- Falla Direccional
- Topografía
- Contactos Estratigráficos
- Fallas
- Sondeos
- Pueblos y Ciudades

ANEXO II – Cortes Geológicos Equilibrados del Borde Oriental de la Cuenca del Tajo (Lámina 1)



Localización de los Cortes Geológicos



LEYENDA

- Serie Sintectónica
 - Vallesiense-Turoliense
 - Aragoniense med.-Valles. inf.
 - Rambliense-Aragoniense med.
 - Ageniense-Rambliense
 - Oligoceno
 - Eoceno med.- Oligoceno inf.
- Cobertera
 - Fm. Villalba de la Sierra
 - Cretácico Superior
 - Facies "Weald"
 - Jurásico
 - Triásico indiferenciado
- N.Despegue
 - Pizarras y Cuarcitas
 - Gneises y Granitos
- Basamento

4 Km

- Falla Direccional
- Topografía
- Contactos Estratigráficos
- Fallas
- Sondeos
- Pueblos y Ciudades

ANEXO III

- Tablas de Resultados y Estaciones de Análisis Mesoestructural -

En este Anexo se presentan las tablas de resultados obtenidos de la inversión de esfuerzos en las estaciones de análisis mesoestructural del borde oriental de la cuenca del Tajo.

En primer lugar se muestran las tablas sintéticas de resultados obtenidos con los tres métodos de cuantitativos de inversión utilizados (*modelo de deslizamiento*, Reches, 1983; De Vicente, 1988; *método de inversión de esfuerzos*, Reches *et al.*, 1992 y método de Etchecopar *et al.*, 1981).

Posteriormente se presentan un conjunto de fichas con las poblaciones de fallas analizadas, y los resultados obtenidos en cada estación de análisis de un modo individual. Cada estación puede tener una o más fichas en función del carácter mono o politensorial que presenten. Estas fichas incluyen los siguientes diagramas:

- ✧ Modelo de deslizamiento: Diagrama E_y/K' , rosas de direcciones de E_y (incluyendo D_{ey} media \pm desviación estándar) y diagrama Cabeceo / Buzamiento.
- ✧ Diagrama de los diedros rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977), incluyendo en el caso de que los haya, las zonas únicas de máxima compresión y extensión.
- ✧ La proyección estereográfica (Red de Wülf, semiesfera inferior) de los planos de falla y las estrías de deslizamiento, así como los ejes calculados con el método de inversión de esfuerzos de Reches *et al.* (1992), y el número de fallas explicado respecto a la población total de fallas de cada estación.

Sólo se han proyectado estos datos y no todos los demás (Polos de S_0 , estilolitos, ejes de pliegues, ejes principales deducidos con el método de Etchecopar, etc...) con el fin de sintetizar, para que las fichas fueran lo más claras posibles, y debido a que estos han sido los datos fundamentales para todo el estudio de inversión desarrollado. Tal y como se ha explicado en el capítulo tres, en cada ficha (y en la proyección estereográfica) se muestran los grupos de fallas que se han acomodado a un episodio tectónico diferente (deducido a partir de los datos de campo y mediante el análisis con el modelo de deslizamiento). Sin embargo, cada método por separado (excepto el de los diedros rectos por ser cualitativo) no tiene por qué explicar el total de los datos.

LEYENDA DE LAS TABLAS DE RESULTADOS DEL ANÁLISIS POBLACIONAL DE FALLAS

Estación: Nombre de la estación de análisis mesoestructural. Consta de un máximo de ocho caracteres, siendo el último el que hace referencia, en su caso, a la presencia de más de un tensor (BARAJAS, PINFIER1, PINFIER2).

ED : Edad de los materiales en los que se sitúa la población de fallas analizada; 1 - Mesozoico- Eoceno 2 - Eoceno -Oligoceno; 3 - Mioceno Inferior; 4 - Mioceno medio; 5 Mioceno superior - Cuaternario.

T.T. : Campo de esfuerzos al que ha sido asignada la población de fallas: A - campo *Ibérico*; B- campo *Altomira* (BE tensores extensivos permutado de tipo 2 del campo *Altomira*); C- campo *Guadarrama*; D - campo *Reciente* (DC tensores permutados de tipo 2 del campo *Reciente*).

NTF : Número total de fallas medido en la estación.

X, Y, Z : Coordenadas U.T.M. (Huso 30) en metros de las estaciones.

Resultados del *Modelo de Deslizamiento*

K' : K' media de la población.

Dey : Dirección media de máxima compresión horizontal.

D.S. : Desviación estándar calculada para la orientación de Dey media.

PHI : Ángulo de rozamiento friccional en el momento del deslizamiento.

Resultados del *Método de Inversión de Esfuerzos*

R : Factor de forma del tensor de esfuerzos ($R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$).

σ_1, σ_2 y σ_3 : Orientaciones de los ejes principales de esfuerzos, deducidas en la estación (inmersión y sentido de la inmersión).

PMA : Ángulo medio de desviación de los ejes principales (°).

SLIP : Ángulo medio de desviación entre la estría real y la teórica deducida a partir del tensor calculado (°).

μ : Coeficiente de fricción medio del tensor de esfuerzos deducido.

F.E. : Número de fallas del total de la población (NTF) explicadas por el tensor solución.

Resultados del *Método de Etchecopar*

R : Factor de forma del tensor de esfuerzos ($R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$).

σ_1, σ_2 y σ_3 : Orientaciones de los ejes principales de esfuerzos del tensor, deducidos en la estación (inmersión y sentido de la inmersión).

E.M. : Ángulo medio de desviación entre la estría real y la teórica deducida a partir del tensor calculado (°).

F.E. : Número de fallas del total de la población (NF) explicadas por el tensor solución.

				LOCALIZACIÓN			MOD.DES.				INVERSIÓN DE ESFUERZOS (Reches et al., 1992)								MÉTODO DE ETCHECOPAR					
ESTACION	ED	T.T.	NTF	X	Y	Z	K'	Dey	D.S.	PHI	R	σ_1	σ_2	σ_3	PMA	SLIP	μ	F.E.	R	σ_1	σ_2	σ_3	E.M	F.E.
IBER2	1	A	22	537900	4514400	1005	-1,40	56	8	20.82	0.09	01/238	71/144	18/328	15.29	7.80	0.5	14	0.06	14/227	66/350	19/132	7.88	15
OTER1	1	A	17	547500	4512050	895	-1.3	67	10	33.75	0.20	16/067	71/276	08/160	25.78	10.38	0.6	15	0.11	14/069	76/259	02/159	0.4	12
PINFIER1	1	A	57	566750	4481750	920	-1,85	56	7	33.51	0.2	00/230	53/320	36/140	15.26	9.83	0.4	53	0.04	03/234	18/325	71/136	7.21	50
TABLAS1	1	A	9	562300	4487750	820	-1,45	67	9	22.50	0.11	11/072	64/187	22/337	18.16	10.33	0.4	9	0.16	04/065	50/160	40/331	0.46	5
ALCANTU2	1	A	15	557300	4490550	880	-1,26	58	2	37.34	0.05	01/235	73/331	16/145	13.51	6.33	0.8	12	0.11	14/237	75/079	06/328	7.31	12
ROZALEN3	1	A	19	514825	4426500	860	1.08	48	5	46.44	0.21	08/050	79/268	06/141	22.19	18.72	0.6	12	0.15	07/057	32/323	57/158	5.42	11
ZAFRA1	1	A	13	536400	4415650	740	-1,24	60	8	30.63	0.52	08/061	14/153	73/301	15.13	8.51	0.3	9	0.13	15/074	02/164	75/260	4.75	8
COBA1	1	A	13	518125	4391950	805	1.73	57	7	51.74	0.21	00/241	88/359	01/151	31.71	21.85	1.2	7	0.15	02/238	86/001	03/148	4.4	8
RADA1	1	A	15	533350	4379800	800	-1,58	57	4	25.39	0.08	00/053	73/322	16/143	17.07	9.83	0.7	15	0.14	05/057	66/315	23/149	8.38	9
MOLINOSI	1	A	13	578750	4437400	1020	-5,07	62	5	41.32	0.05	02/054	73/314	15/145	13.36	5.14	1	13	0.05	04/234	12/143	77/341	7.46	13
OLALLA1	1	A	17	568500	4427475	910	0.585	53	6	37.80	0.24	24/055	65/231	01/324	32.33	15.10	0.4	12	0.53	17/046	64/277	19/142	9.28	11
CUBILLO1	1	A	21	583600	4414200	1110	1,13	53	7	35.35	0.63	02/225	71/321	18/134	24.58	18.96	0.3	14	0.83	14/045	59/290	27/143	0.3	11
HUMOSA	2	A	18	562950	4415550	850	-1,70	48	5	37.82	0.19	02/224	79/326	10/134	12.73	28.07	0.6	15	0.28	01/044	74/311	16/134	9.00	12
ALMARI	1	A	19	549650	4393600	980	2,94	57	6	32.02	0.40	03/062	81/177	07/331	18.98	11.39	0.7	14	0.71	19/236	71/056	00/326	9.07	11
PRADEJA1	1	A	25	534000	4395600	800	5,48	45	9	52.06	0.65	64/049	25/224	01/315	22.56	14.72	1.1	16	0.34	30/055	59/229	03/324	4.69	18
MARQUE2	1	A	13	520200	4408150	890	-1,23	52	7	8.80	0.32	06/236	76/118	11/328	29.5	9.14	0.3	13	0.27	01/237	82/330	08/147	6.62	10
SOTOS	1	A	25	570100	4449050	1060	-1,21	55	5	24.77	0.17	01/053	77/150	11/323	19.99	6.70	0.5	25	0.27	01/230	82/134	08/320	4.38	22

			LOCALIZACIÓN			MOD. DESLIZAM.				INVERSIÓN DE ESFUERZOS (Reches et al., 1992)								MÉTODO DE ETCHECOPAR					
ESTACION	ED	T.T. NF	X	Y	Z	K'	Dey	D.S.	PHI	R	σ_1	σ_2	σ_3	PMA	SLIP	μ	F.E.	R	σ_1	σ_2	σ_3	E.M.	F.E.
HUETOS1	1	B 20	538000	4510850	950	0,80	97	6	37,98	0,76	84/050	04/273	03/182	18,67	11,31	0,4	14	0,74	73/072	16/270	05/179	13,50	13
LEGUA2	1	B 28	541200	4510250	930	0,47	105	7	52,25	0,64	73/110	16/287	00/017	26,11	24,39	0,7	25	0,04	77/274	13/102	02/011	20,60	11
SMARTIN2	2	B 17	536550	4506600	770	-1,46	95	7	28,59	0,03	01/278	58/011	31/187	14,14	9,15	0,4	17	0,18	04/273	13/004	76/164	8,06	14
TRILLO	2	B 7	536000	4505100	775	-4,37	91	11	19,08	0,50	02/259	81/006	07/169	24,23	20,15	0,4	7	0,14	30/255	60/086	05/348	9,74	5
AZAÑON	1	B 13	536900	4505200	880	1,27	107	8	33,94	0,57	07/280	75/161	12/011	29,04	15,26	0,4	10	0,61	03/099	77/203	12/008	6,01	7
PUERTA2	1	B 7	534600	4498750	780	-1,68	109	3	33,07	0,09	08/286	64/178	23/019	17,21	9,83	0,8	7	0,06	03/117	70/018	19/209	2,59	6
DURON	1	B 23	523150	4497750	800	0,42	114	6	49,57	0,55	05/300	67/045	21/208	29,31	21,82	0,5	12	0,37	03/280	50/013	40/188	14,55	12
AUNON11	1	B 17	519650	4484200	720	-1,02	107	9	29,63	0,28	00/286	04/016	85/185	13,94	7,93	0,7	17	0,53	00/269	03/179	87/005	8,84	13
PAREJA2	1	B 17	531300	4489100	780	-1,14	110	5	45,64	0,16	06/111	78/347	09/203	21,15	10,18	0,7	12	0,01	03/288	12/018	78/182	4,69	14
MIRADOR2	1	B 19	520600	4482750	840	-3,92	108	4	48,35	0,03	03/108	20/017	69/206	9,84	3,94	1,1	16	0,05	03/113	17/201	72/015	3,43	16
ENTREPEI	1	B 18	520750	4482450	730	-1,62	114	9	44,82	0,12	08/121	74/244	13/029	15,85	9,31	0,8	18	0,11	02/116	65/211	25/025	6,59	15
VIADI	1	B 6	523950	4494300	740	-1,25	105	6	30,89	0,22	17/088	58/328	25/187	34,89	9,98	0,2	6	0,24	01/103	80/197	09/013	7,97	5
BUENDIA1	1	B 13	518300	4472450	700	-1,08	105	6	33,98	0,09	04/285	68/026	20/194	16,58	11,55	0,6	13	0,03	03/276	78/020	11/186	8,76	10
CASABUT1	1	B 13	519200	4473500	720	-7,00	98	7	41,08	0,59	10/091	77/310	08/182	22,43	10,06	0,4	9	0,02	02/283	14/014	76/185	2,83	8
PRIEGO1	1	B 26	560400	4477700	840	-1,17	96	9	34,28	0,16	01/098	57/005	32/189	22,64	14,44	0,5	26	0,23	01/100	81/001	09/190	8,01	20
UCLES1	1	B 18	511350	4426000	855	-6,20	99	6	50,01	0,37	05/100	80/333	07/191	21,30	18,95	0,8	15	0,18	01/098	88/247	01/008	7,72	14
ALBALAT1	1	B 10	562050	4471025	950	0,60	100	6	37,07	0,87	86/111	02/277	00/007	26,67	25,57	0,5	7	0,89	82/293	07/100	02/191	15,00	8
INFIERI	1	B 9	514200	4465250	880	-1,07	104	6	18,31	0,13	01/285	11/195	78/024	11,33	11,05	0,1	8	0,39	05/071	27/339	63/172	10,49	6
PINFIER2	1	B 24	566750	4481750	920	0,71	102	6	42,46	0,45	83/059	03/293	05/202	27,96	11,36	0,9	16	0,54	80/286	10/124	03/034	14,13	12
SPEDROA	1	B 12	566400	4452250	920	0,62	97	6	33,30	0,75	01/089	88/308	00/179	27,41	21,12	0,4	11	0,48	03/263	81/016	08/172	4,54	7
RECUENC1	1	B 20	556150	4497200	980	-1,31	108	5	19,59	0,05	01/111	09/021	80/211	10,21	7,14	0,5	20	0,17	02/115	17/206	72/028	7,94	16
SMIGUELI	1	B 7	560400	4478050	980	-1,04	103	7	19,32	0,55	03/274	00/004	86/106	9,13	4,49	0,3	6	0,45	00/269	02/359	88/169	1,47	6
BARRERO1	1	B 22	518100	4472330	670	-1,20	101	6	28,72	0,11	02/281	79/023	10/190	18,55	7,47	0,4	18	0,09	12/280	06/011	76/126	6,85	20
DESAMPAI	1	B 15	516750	4467800	680	-1,18	98	5	31,95	0,19	04/280	20/012	68/180	16,34	9,52	0,7	15	0,09	04/270	14/001	75/164	0,92	12
SAELICE1	1	B 9	517500	4418450	890	-1,26	98	4	32,43	0,16	10/093	79/283	01/183	22,62	17,12	0,7	9	0,01	27/099	61/262	07/005	7,59	8
MELOI	1	B 13	509550	4442025	860	-1,19	98	3	35,31	0,03	01/279	80/019	08/188	14,09	5,70	0,9	13	0,01	01/097	11/007	79/190	4,51	13
ROZALEN1	1	B 36	514825	4426500	860	0,64	105	7	30,42	0,80	76/106	13/292	01/201	18,35	15,27	0,5	27	0,45	08/107	78/237	09/015	14,69	19
HUELVEA	1	B 15	511200	4434900	840	-1,12	95	4	15,16	0,12	01/276	68/009	21/185	18,54	11,21	0,4	13	0,15	17/274	72/099	01/005	11,48	13
DEGOLL2	1	B 15	515350	4451500	1020	0,94	106	5	29,02	0,09	21/098	64/313	18/029	18,29	11,72	0,5	12	0,21	21/089	68/284	05/181	10,32	11

ESTACION	ED	T.T.	NF	LOCALIZACIÓN			MOD. DESLIZAM.				INVERSIÓN DE ESFUERZOS (Reches et al., 1992)								MÉTODO DE ETCHECOPAR					
				X	Y	Z	K'	Dey	D.S.	PHI	R	σ_1	σ_2	σ_3	PMA	SLIP	μ	F.E.	R	σ_1	σ_2	σ_3	E.M.	F.E.
BASCUA	1	B	24	565850	4453200	1250	2,19	98	6	42,45	0,53	22/279	67/093	01/188	20,44	8,79	0,8	11	0,20	14/280	76/086	03/189	9,59	17
SAYATONA	1	B	15	515300	4468350	760	1,32	101	5	56,69	0,20	20/282	66/130	10/016	26,13	15,19	0,5	12	0,02	00/099	14/009	75/190	7,93	9
SEGOBRII	1	B	18	516250	4415000	780	-1,16	86	7	24,80	0,04	00/086	32/177	57/355	11,73	9,30	0,4	17	0,18	04/083	27/178	63/345	10,49	15
LUJANA	1	B	13	513050	4412050	780	-1,18	95	6	17,03	0,06	07/090	16/357	71/205	18,97	13,69	0,4	10	0,30	16/283	57/040	27/184	13,55	9
TORRUBII	2	B	9	506875	4418100	815	-1,08	98	9	11,45	0,20	10/112	27/208	60/004	19,60	7,89	0,3	8	0,29	08/105	57/208	31/011	6,49	5
MOTAA	1	B	29	513500	4372350	765	-1,61	100	4	49,06	0,10	02/284	81/033	07/194	17,75	10,17	0,7	25	0,01	01/277	19/187	71/009	4,77	27
ZANCARA2	1	B	29	536850	4377200	750	-1,21	106	5	27,41	0,04	00/289	66/199	23/020	8,97	4,64	0,3	24	0,11	02/286	21/195	68/022	9,11	27
OLALLA2	1	B	12	568500	4427475	910	0,96	112	3	42,50	0,37	10/107	78/302	02/197	33,94	37,55	0,5	10	0,74	81/105	09/285	00/195	7,39	7
PAREDES2	1	B	41	514150	4436300	860	-1,61	97	4	40,66	0,03	02/277	85/036	04/187	12,26	6,06	0,8	31	0,02	05/272	06/182	83/040	3,84	32
JABALER2	1	B	20	518000	4460350	780	-1,13	102	3	28,92	0,04	00/282	74/016	15/192	11,22	4,94	0,4	20	0,12	05/276	05/186	83/051	3,96	20
PINGURU1	1	B	36	516450	4420700	960	-1,47	96	7	6,60	0,09	01/094	63/000	26/185	14,00	8,38	0,3	30	0,09	03/087	34/356	56/181	8,05	33
ZORITA1	1	B	10	513800	4458900	800	1,43	95	5	53,04	0,76	15/107	74/283	00/017	23,76	7,93	0,4	8	0,18	09/278	81/106	01/008	14,65	6
BUJEDA2	3	B	11	513900	4453500	920	-1,18	107	7	21,47	0,13	05/109	30/016	58/209	14,82	11,86	0,4	10	0,53	21/307	03/038	68/135	8,41	7
ALMAR2	1	B	13	549650	4393600	980	-4,72	108	5	43,57	0,16	12/106	73/325	09/198	18,42	7,83	1,1	13	0,04	04/105	86/264	01/015	2,00	13
HITOA	1	B	13	518650	4413300	840	-3,79	104	4	39,31	0,06	03/276	82/161	06/006	16,13	9,34	0,8	12	0,11	03/096	08/006	81/204	1,00	10
ENTREP2	2	B	13	535000	4504400	820	-1,04	96	5	15,02	0,24	00/099	00/189	89/348	10,08	7,29	0,3	13	0,23	03/277	10/187	79/025	9,50	12

				LOCALIZACIÓN			MOD. DESLIZ.				INVERSIÓN DE ESFUERZOS (Reches et al., 1992)								MÉTODO DE ETCHECOPAR					
ESTACION	ED	T.T.	NF	X	Y	Z	K'	Dey	D.S.	PHI	R	σ_1	σ_2	σ_3	PMA	SLIP	μ	F.E.	R	σ_1	σ_2	σ_3	E.M.	F.E.
SMARTINI	2	BE	20	536550	4506600	770	0,208	101	9	53,34	0,34	82/351	07/190	02/099	22,39	16,94	0,8	16	0,55	78/010	12/182	02/272	11,3	14
PUERTA1	1	BE	13	534600	4498750	780	0,341	106	4	46,38	0,64	87/199	02/016	00/106	19,31	18,46	0,8	13	0,64	73/186	16/009	01/278	10,0	11
MIRADOR1	1	BE	30	520600	4482750	840	0,065	114	14	54,36	0,14	79/220	09/027	02/117	16,47	7,12	0,6	24	0,20	74/179	15/021	06/290	11,1	24
VIADN	1	BE	8	523950	4494300	740	0,293	107	12	31,59	0,67	71/203	18/022	00/112	16,03	11,62	1,1	7	0,46	60/209	28/004	11/100	5,2	4
PRESAB	1	BE	16	515500	4468100	660	0,047	118	12	62,49	0,05	83/026	05/164	04/254	24,64	14,56	0,6	16	0,02	89/305	01/158	01/068	5,4	12
BUENDIAN	1	BE	20	518300	4472450	700	0,015	105	4	48,72	0,14	84/210	05/019	01/109	9,88	4,77	0,9	20	0,04	85/162	05/360	01/270	3,9	19
INFIERN	1	BE	27	514200	4465250	880	0,132	107	9	50,84	0,32	86/009	03/203	00/113	20,17	17,33	1,0	25	0,08	78/012	12/190	00/280	14,5	22
SMIGUELN	1	BE	42	560400	4478050	980	0,057	103	9	58,33	0,07	84/070	03/192	04/282	14,34	10,81	1,3	38	0,08	85/116	02/359	04/268	7,8	38
BARRERO2	1	BE	48	518100	4472330	670	0,301	114	7	47,36	0,55	84/162	03/022	03/291	22,11	16,25	0,6	42	0,46	86/093	00/187	04/277	11,2	28
DESAMPAN	1	BE	13	516750	4467800	680	0,005	99	10	22,87	0,26	89/043	00/195	00/285	8,49	5,06	0,4	13	0,14	84/281	01/178	05/088	3,5	12
MELON	1	BE	12	509550	4442025	860	0,058	95	12	38,51	0,17	81/349	08/178	01/088	18,32	13,25	0,7	12	0,22	85/262	01/359	05/089	4,3	10
HUELVESN	1	BE	30	511200	4434900	840	0,106	95	6	36,39	0,37	83/104	01/001	06/271	17,76	17,30	0,8	29	0,45	74/345	15/183	05/092	9,3	24
DEGOLLI	1	BE	6	515350	4451500	1020	0,184	110	3	32,91	0,65	76/033	13/199	03/290	18,27	8,93	0,7	6	0,71	38/008	48/218	15/110	5,5	5
SAYATONN	1	BE	29	515300	4468350	760	0,226	117	6	60,13	0,33	88/026	01/208	00/118	22,83	25,05	1,0	24	0,01	86/149	02/024	03/294	13,2	17
SEGOBRIN	1	BE	9	516250	4415000	780	0,336	85	7	49,47	0,48	83/222	03/350	04/080	21,92	10,90	1,0	9	0,64	83/325	06/173	03/083	4,2	7
TORRUBIN	2	BE	21	506875	4418100	815	0,135	103	7	58,10	0,28	85/027	04/192	01/282	21,78	11,52	1,4	18	0,19	87/127	01/014	03/283	7,4	16
JABALER3	1	BE	11	518000	4460350	780	0,117	90	4	55,58	0,55	87/206	02/354	01/084	18,88	19,45	1,1	11	0,42	80/117	05/358	08/267	8,0	8
LOBERA	1	BE	17	520675	4434650	920	0,006	97	7	28,60	0,25	83/081	02/196	05/286	13,93	8,73	0,4	14	0,57	80/227	06/358	07/088	7,6	16
PINGURU2	1	BE	22	516450	4420700	960	0,146	88	7	36,70	0,42	81/346	07/174	01/083	13,81	18,15	0,6	22	0,58	84/358	06/183	00/093	8,6	20
MARQUEI	1	BE	51	520200	4408150	890	0,095	82	10	66,78	0,03	86/358	03/165	00/255	20,16	14,89	1,1	44	0,14	83/004	06/180	00/270	9,1	44

ESTACION	ED	T.T.	NF	LOCALIZACIÓN			MOD. DESLIZ.				INVERSIÓN DE ESFUERZOS (Reches et al., 1992)								MÉTODO DE ETCHECOPAR					
				X	Y	Z	K'	Dey	DS	PHI	R	σ_1	σ_2	σ_3	PMA	SLIP	μ	F.E.	R	σ_1	σ_2	σ_3	E.M.	F.E.
IBER3	1	C	23	537900	4514400	1005	-2,4	138	5	34,0	0,18	04/137	85/332	01/227	19,80	18,35	0,5	19	0,18	12/137	77/343	06/228	10,99	17
OTER2	1	C	9	547500	4512050	895	-1,4	152	7	45,6	0,07	02/149	71/246	18/058	21,15	11,58	1,0	8	0,03	03/332	24/240	66/070	6,62	6
HUETOS2	1	C	15	538000	4510850	950	1,2	171	8	32,4	0,37	08/340	68/227	19/074	23,61	15,35	0,2	12	0,01	02/353	12/083	77/252	5,20	11
HIRUELAI	1	C	20	550600	4509200	800	-1,7	142	8	52,2	0,01	00/139	75/049	14/230	16,01	7,78	0,8	16	0,01	03/141	26/233	64/044	4,63	16
LEGUA1	1	C	42	541200	4510250	930	-1,3	171	7	42,8	0,14	05/172	84/340	01/082	22,12	15,05	0,9	34	0,02	00/174	90/083	00/264	19,66	28
PUERTA4	1	C	12	534600	4498750	780	0,7	156	12	45,3	0,24	22/338	58/109	21/238	34,74	20,13	0,7	8	0,45	06/336	67/081	22/243	4,75	6
PAREJA3	1	C	10	531300	4489100	780	-1,1	145	3	47,6	0,13	05/146	35/052	54/244	12,55	3,88	0,9	7	0,07	01/165	11/255	79/066	7,80	7
CALDERON	5	C	22	542200	4498500	960	-11,5	151	4	50,7	0,58	15/327	72/125	06/236	19,54	20,42	0,6	17	0,02	05/332	84/120	03/242	8,24	17
SOLANA1	4	C	8	538700	4499700	970	3,0	152	7	41,1	0,68	28/334	61/156	00/064	19,48	13,85	0,4	7	0,41	14/163	76/323	05/072	7,36	6
VIADUCQ2	5	C	7	523150	4494400	735	3,4	144	4	46,4	0,40	56/331	33/144	03/236	38,12	30,87	0,5	7	0,42	15/330	74/153	01/060	4,28	5
ALOCEN1	4	C	8	521300	4488700	920	-1,4	145	10	41,2	0,26	01/133	69/038	20/224	29,28	8,70	0,4	7	0,24	24/330	11/235	63/123	5,93	5
UCLES2	1	C	10	511350	4426000	855	0,9	147	6	31,2	0,27	11/338	71/107	13/245	24,35	11,02	0,2	8	0,25	03/150	51/056	39/242	4,73	8
ALBALAT2	1	C	18	562050	4471025	950	0,2	166	5	24,7	0,17	00/348	86/245	03/078	22,15	12,76	0,5	15	0,14	07/350	35/255	54/090	10,02	14
PINFIER3	1	C	14	566750	4481750	920	0,2	157	7	34,2	0,42	80/099	05/336	08/245	13,93	6,61	0,5	9	0,79	02/149	71/246	19/058	6,33	7
SPEDROG	1	C	10	566400	4452250	920	0,3	158	4	37,3	0,31	78/353	11/161	02/251	27,04	16,36	0,9	7	0,46	07/345	82/151	02/255	16,26	7
TABLAS2	1	C	23	562300	4487750	820	0,3	143	9	46,4	0,32	86/352	02/141	01/231	25,94	22,26	0,9	18	0,72	85/032	02/145	05/235	10,73	10
ALCANTUI	1	C	16	557300	4490550	880	-4,7	166	7	34,7	0,54	20/159	62/022	16/255	24,11	21,03	0,3	14	0,31	16/152	73/351	05/243	12,68	10
RECUENC2	1	C	10	556150	4497200	980	-2,3	149	5	27,7	0,17	19/140	61/270	20/043	17,63	11,22	0,6	9	0,18	37/152	50/306	13/052	9,67	6
SAELICE2	1	C	17	517500	4418450	890	1,3	165	9	46,9	0,30	09/161	68/276	19/068	29,38	9,00	0,5	12	0,29	10/159	55/271	23/065	7,68	11
ROZALEN2	1	C	20	514825	4426500	860	-1,7	152	6	21,7	0,07	0/328	72/058	17/238	12,39	3,79	0,4	14	0,04	00/150	88/228	02/060	7,18	15
HUELVESG	1	C	13	511200	4434900	840	-2,2	151	4	27,5	0,47	07/333	80/117	05/243	29,39	18,69	0,4	11	0,14	03/340	60/076	30/248	11,92	9
DEGOLL3	1	C	9	515350	4451500	1020	1,5	152	4	49,4	0,74	76/139	13/329	02/239	23,69	14,18	0,5	7	0,48	27/157	63/334	01/066	7,23	7
BASCUG	1	C	23	565850	4453200	1250	0,5	154	5	35,7	0,58	78/152	11/336	00/246	22,08	14,55	0,3	16	0,43	66/151	24/338	02/247	11,44	16
SAYATONG	1	C	13	515300	4468350	760	4,0	154	4	39,8	0,74	17/326	72/156	02/057	17,54	19,11	0,8	12	0,22	02/338	87/122	02/248	9,88	9
HITOG	1	C	10	518650	4413300	840	1,6	153	4	39,8	0,68	02/335	84/092	04/245	22,08	14,55	0,3	10	0,19	29/337	61/149	04/245	8,57	8
LUJANG	1	C	11	513050	4412050	780	0,5	158	5	27,6	0,44	05/154	72/046	16/245	31,58	20,93	0,4	11	0,29	26/323	64/149	02/054	8,87	6
COBA2	1	C	10	518125	4391950	805	0,6	152	6	39,3	0,60	76/146	13/340	03/250	28,66	11,70	0,7	8	0,63	84/326	05/170	02/080	9,27	9

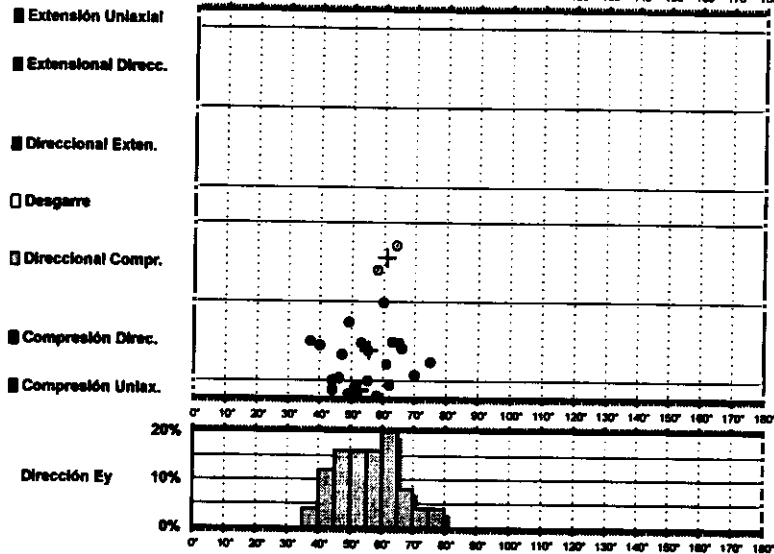
				LOCALIZACIÓN			MOD. DESLIZ.				INVERSIÓN DE ESFUERZOS (Reches et al., 1992)								MÉTODO DE ETCHECOPAR					
ESTACION	ED	T.T.	NF	X	Y	Z	K'	Dey	DS	PHI	R	σ_1	σ_2	σ_3	PMA	SLIP	μ	F.E.	R	σ_1	σ_2	σ_3	E.M.	F.E.
MOTAG	1	C	50	513500	4372350	765	-1,2	158	8	40,1	0,13	08/159	70/275	17/066	23,21	12,66	0,5	33	0,15	06/168	13/260	76/053	11,87	32
ZANCARA3	1	C	15	536850	4377200	750	0,4	156	5	27,6	0,63	83/140	01/104	01/246	22,20	10,23	0,4	12	0,64	76/167	13/339	02/070	13,03	12
RADA3	1	C	18	533350	4379800	800	1,1	157	7	29,8	0,82	83/336	06/155	00/245	16,57	8,90	0,4	16	0,72	83/155	06/352	02/262	8,14	12
OLALLA3	1	C	31	568500	4427475	910	-1,4	154	6	39,9	0,10	03/154	84/282	04/064	19,54	19,54	0,5	26	0,01	00/156	15/066	75/248	9,04	24
CUBILLO2	1	C	17	583600	4414200	1110	0,5	159	5	38,6	0,66	14/340	74/143	04/249	31,86	20,96	0,4	15	0,50	67/341	23/170	03/079	8,00	11
PAREDES3	1	C	17	514150	4436300	860	-1,8	149	6	35,0	0,70	11/149	72/021	13/241	28,39	21,38	0,7	15	0,03	02/146	07/236	83/041	2,83	11
JABALER4	1	C	13	518000	4460350	780	1,6	162	4	37,1	0,40	07/338	81/179	02/068	28,99	12,90	0,5	11	0,48	21/345	69/168	01/076	10,48	8
PINGURU3	1	C	8	516450	4420700	960	-5,7	161	3	4,5	0,17	02/164	80/061	09/255	14,18	9,76	0,3	8	0,25	18/176	57/297	26/076	6,53	8
MATALOB1	5	C	10	535750	4426200	875	5,3	156	7	24,8	0,72	12/155	74/344	02/245	18,60	12,38	0,5	10	0,68	30/160	60/337	01/070	4,68	7
LORANCA2	5	C	24	489700	4477950	820	-1,4	161	10	31,4	0,18	07/160	82/357	02/251	20,83	27,41	0,3	19	0,21	20/149	69/344	05/241	10,61	14
ZORITA2	1	C	24	513800	4458900	800	-5,7	151	5	38,8	0,65	06/150	81/010	05/241	16,25	18,02	0,5	19	0,09	05/153	49/057	41/248	6,87	16
HUEVA2	5	C	19	503300	4480100	920	0,376	147	8	42,1	0,73	61/342	25/136	10/231	23,66	15,97	0,2	15	0,42	77/014	08/145	10/236	12,00	12
MONTEUM1	5	C	17	500800	4474500	880	1,5	151	8	37,8	0,76	75/355	13/152	05/243	22,62	9,36	0,5	12	0,86	82/027	03/146	06/236	7,80	11
HORCHET2	5	C	23	494450	4491250	920	1,1	148	9	46,7	0,43	86/347	02/135	01/225	30,72	18,80	0,5	14	0,77	81/346	08/153	02/243	7,44	11
ABANTO	1	C	16	520000	4482100	710	15,0	147	6	25,5	0,43	04/324	83/190	04/055	12,73	5,38	0,4	16	0,29	00/326	80/232	10/056	4,62	14
TORIJA2	4	C	20	497600	4510400	960	0,7	151	9	29,6	0,42	12/331	72/196	12/064	30,54	19,04	0,3	14	0,48	02/152	49/245	41/061	11,13	10
CASABUT2	1	C	8	519200	4473500	720	1,1	150	5	40,9	0,35	03/147	73/046	16/238	26,13	14,51	0,5	6	0,25	06/161	74/273	15/070	10,22	5
BOLART3	5	C	13	518500	4480450	665	-4,6	160	3	47,4	0,23	01/161	88/348	00/251	23,86	15,84	0,7	11	0,01	02/153	82/049	07/243	8,26	9

		LOCALIZACIÓN			MOD. DESLIZAM.				INVERSIÓN DE ESFUEROS (Reches et al., 1992)								MÉTODO DE ETCHECOPAR					
ESTACION	ED T.T. NF	X	Y	Z	K'	Dey	D.S.	PHI	R	σ_1	σ_2	σ_3	PMA	SLIP	μ	F.E.	R	σ_1	σ_2	σ_3	E.M.	F.E.
HIRUELAN	1 D 18	550600	4509200	800	0,49	110	6	37,7	0,62	76/198	13/021	00/291	20,13	10,55	0,5	18	0,69	51/087	02/192	02/282	9,1	16
PAREJA1	1 D 25	531300	4489100	780	0,15	140	8	58,1	0,06	79/044	10/230	01/140	21,14	15,95	1,2	23	0,09	69/042	21/225	00/315	7,8	13
PUERTA3	1 D 29	534600	4498750	780	0,25	164	9	49,3	0,20	80/289	08/076	05/167	20,57	13,31	0,9	22	0,15	71/085	05/250	00/340	10,4	17
VEGA	3 D 17	539800	4501900	830	0,31	2	7	36,1	0,29	73/283	15/086	04/177	10,81	7,48	0,4	13	0,15	75/256	15/076	00/346	9,5	12
AUNONIN	1 D 11	519600	4484300	715	0,07	106	3	46,0	0,48	78/204	11/017	01/107	16,71	10,19	0,9	11	0,08	82/201	08/000	03/090	6,0	10
SOLANA2	4 D 13	538700	4499700	970	0,32	147	11	58,9	0,07	86/321	00/219	03/129	24,27	20,46	1,2	9	0,01	61/219	25/071	13/334	7,9	7
ALOCEN2	4 D 9	521300	4488700	920	0,02	166	14	39,2	0,07	77/204	11/052	05/321	18,82	9,25	0,7	9	0,07	82/166	04/290	06/020	4,3	7
PRIEGO2	1 D 19	560400	4477700	840	0,28	146	6	57,5	0,10	85/223	04/025	01/116	19,25	21,38	1,2	14	0,32	65/235	25/052	01/143	16,3	10
BEDIJA	4 D 16	497125	4413100	750	0,06	138	7	63,2	0,07	84/235	05/060	00/330	13,48	6,81	1,3	12	0,03	89/155	01/322	00/052	6,5	14
MOTAGN	1 D 14	513500	4372350	765	0,33	3	13	49,9	0,23	78/264	11/078	01/168	26,98	22,90	0,8	11	0,44	69/254	19/046	09/140	13,3	8
ZANCARA1	1 D 33	536850	4377200	750	0,61	157	13	54,2	0,02	73/074	16/260	01/170	27,32	25,58	1,0	23	0,05	89/069	01/268	00/178	14,2	14
MOLINOS2	1 D 19	578750	4437400	1020	0,16	138	6	75,4	0,26	81/034	08/231	02/141	22,08	18,70	1,2	15	0,02	86/223	02/336	04/067	16,9	14
CARACENN	4 D 19	537250	4441700	1060	0,18	145	8	44,2	0,17	73/272	13/054	10/146	14,48	12,54	1,1	16	0,04	73/258	15/050	07/142	13,6	12
LORANCA1	5 D 55	489700	4477950	820	0,42	162	11	37,3	0,12	87/271	01/056	01/146	24,00	20,17	1,2	36	0,01	88/037	02/257	01/167	13,2	29
BARAJAS	5 D 10	507450	4441700	730	0,03	9	13	50,1	0,06	82/274	07/077	02/167	15,19	8,96	0,8	10	0,02	85/121	04/263	03/353	4,2	7
ESTREME1	5 D 29	496700	4448250	580	0,11	138	28	48,4	0,09	82/252	07/054	02/144	22,10	16,65	1,0	27	0,06	80/044	09/236	02/146	11,0	21
MONTEUM2	5 D 8	500800	4474500	880	0,21	130	11	29,4	0,46	86/357	03/209	02/119	25,17	12,23	0,4	8	0,71	84/123	01/022	06/291	7,2	5
ALMAR3	1 D 17	549650	4393600	980	0,15	170	22	50,3	0,04	76/272	13/088	00/178	10,83	5,39	0,6	7	0,05	71/250	18/047	07/140	8,9	11
PRADEJA2	1 D 34	534000	4395600	800	0,09	137	14	45,9	0,14	81/005	00/272	08/182	23,72	13,57	0,8	27	0,03	86/007	03/150	02/240	10,0	26
BOLART1	5 D 46	518500	4480450	665	0,08	95	23	41,8	0,06	83/171	06/012	02/282	17,20	11,81	0,8	44	0,05	81/201	07/351	04/082	9,8	40
BUJEDA1	3 D 15	513900	4453500	920	0,44	119	4	57,3	0,58	85/237	04/032	01/123	21,94	19,70	1,1	15	0,50	53/035	37/214	00/305	5,5	9
VELLISCA	2 D 18	516300	4440350	875	0,59	127	6	33,1	0,69	74/224	15/040	00/130	23,44	8,02	0,4	17	0,71	83/231	07/045	01/135	7,3	14
RADA2	1 D 20	533350	4379800	800	0,17	179	11	50,5	0,18	87/079	02/260	00/170	22,66	16,96	1,1	17	0,30	86/105	03/269	01/359	11,5	14
CASABUT3	1 D 33	519200	4473500	720	0,14	177	9	61,0	0,06	81/061	08/232	01/322	18,15	11,27	1,1	23	0,14	80/284	09/088	03/178	9,9	27
IBER1	1 D 23	537900	4514400	1005	0,22	150	6	44,5	0,28	83/167	01/064	06/334	23,21	22,81	0,9	23	0,15	75/257	14/055	05/146	11,8	11
MATALOB2	5 D 15	535750	4426200	875	0,27	136	5	49,0	0,59	69/044	20/229	01/139	20,15	12,35	1,0	14	0,56	84/061	06/240	00/330	9,2	10
ZAFRA2	1 D 16	563400	4415650	740	0,23	159	8	64,15	0,45	86/285	03/070	02/160	20,79	8,75	1,2	11	0,26	60/262	29/068	06/161	4,2	12
PAREDES1	1 D 19	514150	4436300	860	0,90	154	11	40,4	0,58	82/282	04/053	05/143	25,80	16,59	0,4	11	0,68	80/303	03/052	09/142	17,3	9

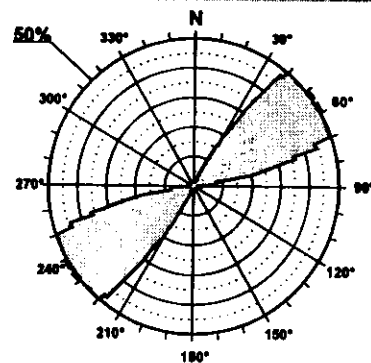
				LOCALIZACIÓN			MOD. DESLIZAM.				INVERSIÓN DE ESFUEROZS (Reches et al., 1992)								MÉTODO DE ETCHECOPAR					
ESTACION	ED	T.T.	NF	X	Y	Z	K'	Dey	D.S.	PHI	R	σ_1	σ_2	σ_3	PMA	SLIP	μ	F.E.	R	σ_1	σ_2	σ_3	E.M.	F.E.
TORIJA1	4	D	38	497600	4510400	960	0,31	143	11	39,2	0,04	88/321	00/066	01/156	20,52	18,24	0,6	28	0,00	78/030	07/259	09/168	12,0	19
ENTREPI	2	D	14	535000	4504400	820	0,09	171	14	49,3	0,12	83/056	05/270	03/179	19,93	14,29	1,0	12	0,22	87/202	02/074	02/344	9,1	10
RMAYOR	5	D	6	526225	4447350	760					0,67	70/095	18/261	04/352	21,20	5,29	0,1	5	0,39	78/158	03/262	11/352	1,7	5
ESCARI	4	D	39	490350	4469950	780					0,10	81/147	04/271	06/002	17,93	13,03	0,5	39	0,06	87/127	02/265	02/355	8,8	32
OVILA	5	D	4	537600	4506100	750	0,08	14	16	39,67														

				LOCALIZACIÓN			MOD. DESLIZAM.				INVERSIÓN DE ESFUEROZS (Reches et al., 1992)								MÉTODO DE ETCHECOPAR					
ESTACION	ED	T.T.	NF	X	Y	Z	K'	Dey	D.S.	PHI	R	σ_1	σ_2	σ_3	PMA	SLIP	μ	F.E.	R	σ_1	σ_2	σ_3	E.M.	F.E.
VIADUCQ1	5	DC	14	523150	4494400	735	2,21	70	7	43,0	0,72	10/073	76/213	08/341	18,49	10,84	0,5	10	0,56	03/072	74/173	16/341	5,4	8
CARACENI	4	DC	12	537250	4441700	1060	-2,61	52	7	62,2	0,19	03/230	61/328	28/138	10,38	8,12	1,1	10	0,39	10/215	61/235	26/120	8,1	8
HORCHET1	5	DC	20	494450	4491250	920	1,43	50	9	30,8	0,81	23/071	66/260	03/162	31,67	28,75	0,2	16	0,23	25/255	65/073	01/165	2,3	10
ESTREME2	5	DC	10	496700	4448250	580	-1,09	57	6	39,0	0,27	02/064	06/334	83/173	11,04	6,70	0,3	7	0,12	05/256	19/348	70/153	7,2	7
HUEVA1	5	DC	8	503300	4480100	920	1,52	52	5	41,1	0,80	65/216	24/039	01/308	22,36	4,70	0,3	8	0,70	84/225	06/045	00/315	4,5	6
BOLART2	5	DC	20	518500	4480450	665	-2,69	51	7	45,7	0,27	06/230	80/002	07/140	24,80	25,45	0,6	17	0,13	11/212	78/028	01/122	13,5	10
MIRADOR3	1	DC	9	520600	4482750	840	-8,54	59	5	30,4	0,50	05/233	80/359	07/142	15,09	11,14	0,4	9	0,05	10/223	78/055	02/314	3,2	7

Modelo de Deslizamiento ·SOTOS·

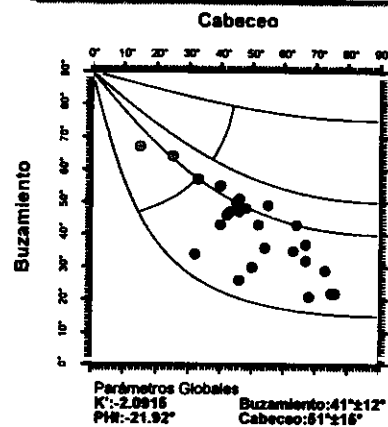


Rosa de Direcciones

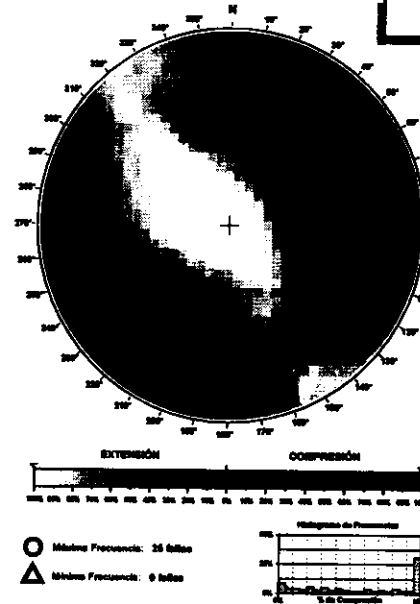


Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 65° ± 6.24°

Diagrama Cabecero/Buzamiento

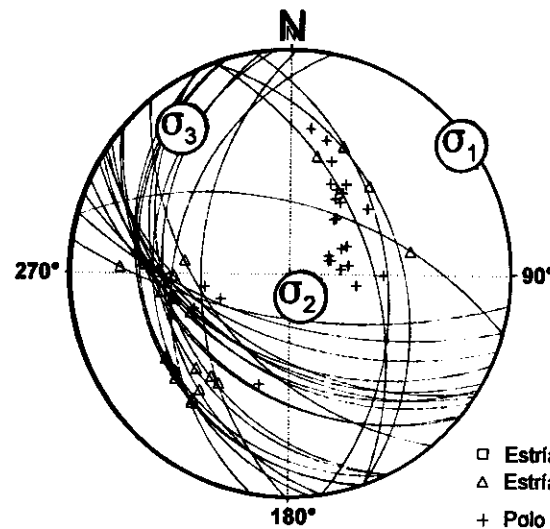


Diedros Rectos



Estación: SOTOS
 Coordenadas U.T.M.
 X: 570100
 Y: 4449050
 Z: 1060
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 01/153°
 σ_2 77/150°
 σ_3 11/323°

$R = 0.17$
 $\mu = 0.5$

F.E. = 25 (25)

Modelo de Deslizamiento ·TRILLO·

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

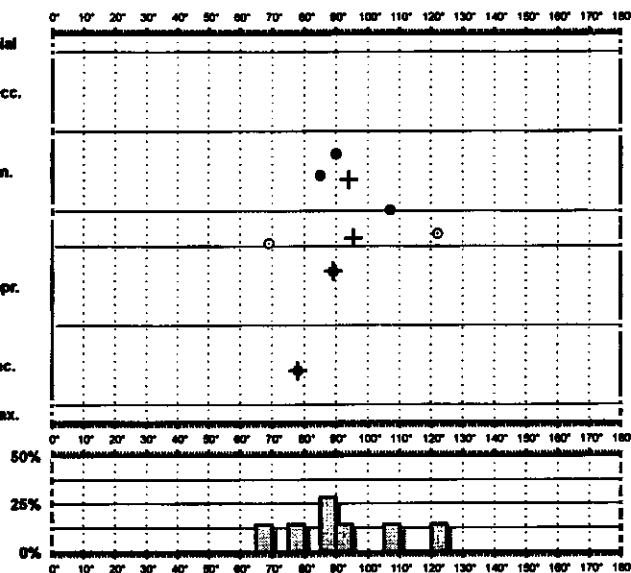
□ Desgarra

□ Direccional Compr.

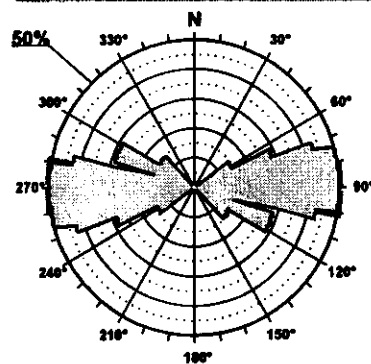
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

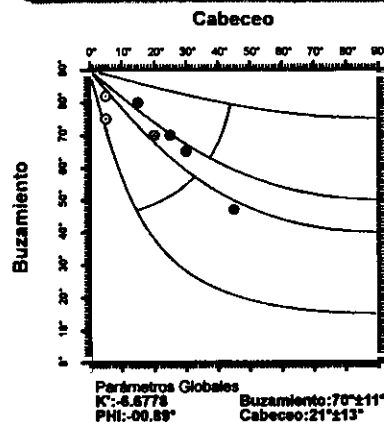


Rosa de Direcciones

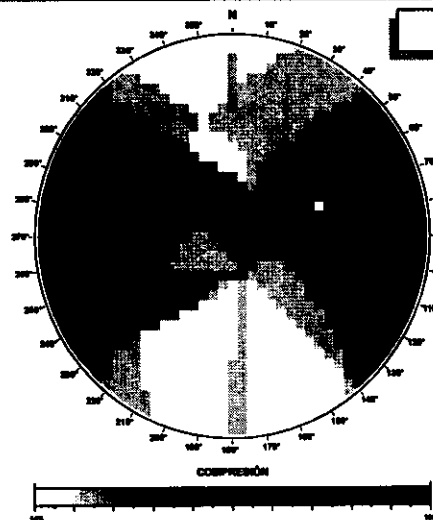


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DETM: 91° ± 11.12°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

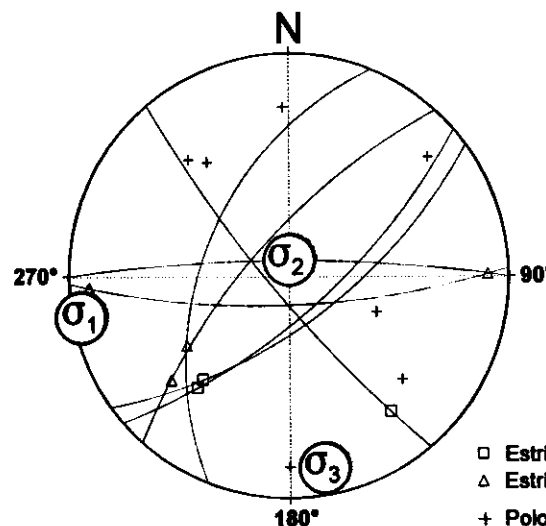


Diedros Rectos



Estación: TRILLO
Coordenadas U.T.M.
X: 536000
Y: 4505100
Z: 775
Edad de los materiales:
Oligoceno

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



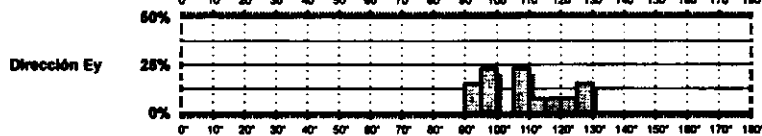
σ_1 02/259°
 σ_2 81/006°
 σ_3 07/169°

$R = 0.50$
 $\mu = 0.4$
F.E. = 7 (7)

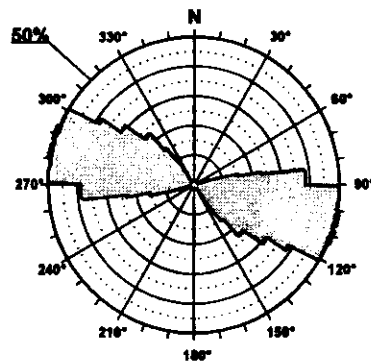
□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -AZAÑÓN-

- ☒ Extensión Uniaxial
- ☒ Extensional Direcc.
- ☒ Direccional Exten.
- ☐ Desgarre
- ☒ Direccional Compr.
- ☒ Compresión Direc.
- ☒ Compresión Uniax.

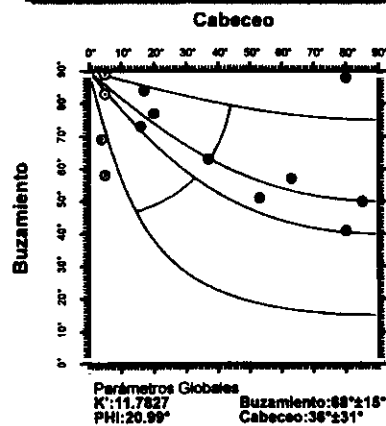


Rosa de Direcciones



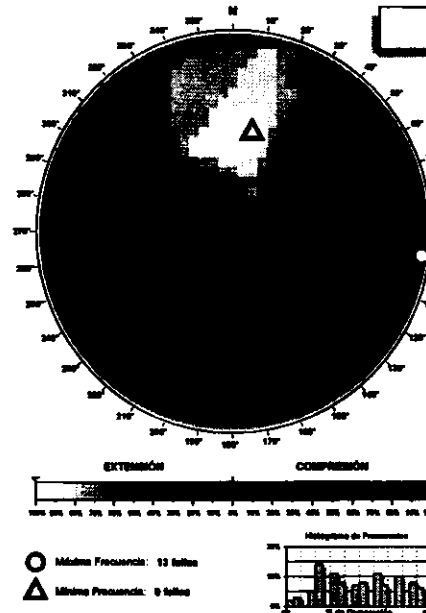
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 107° ± 7.32°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



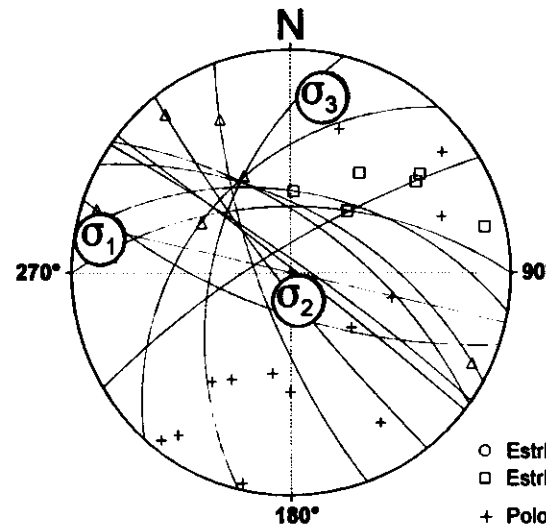
Parámetros Globales
K: 11.7827 Buzamiento: 88° ± 15°
Phi: 20.99° Cabeceo: 38° ± 31°

Diedros Rectos



Estación: AZAÑÓN
Coordenadas U.T.M.
X: 536900
Y: 4505200
Z: 880
Edad de los materiales:
Paleógeno Inferior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 07/280°
 σ_2 75/161°
 σ_3 12/011°

R = 0.57
 μ = 0.4
F.E. = 9 (13)

- ☐ Estría normal
- ☐ Estría inversa
- + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·DURON·

CFR 62

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

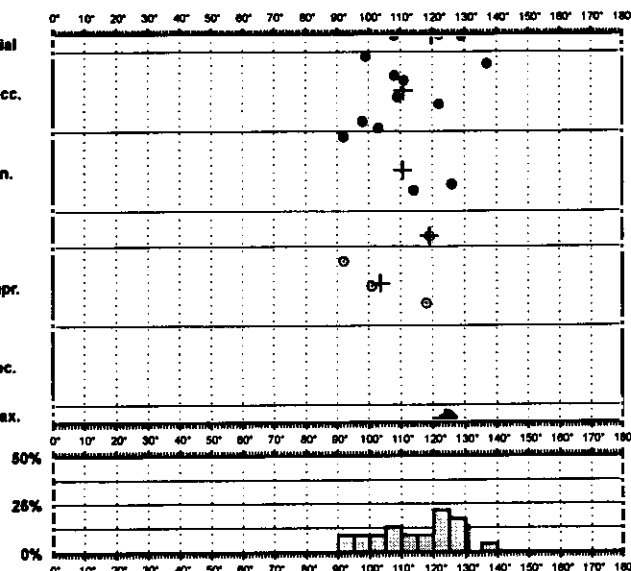
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

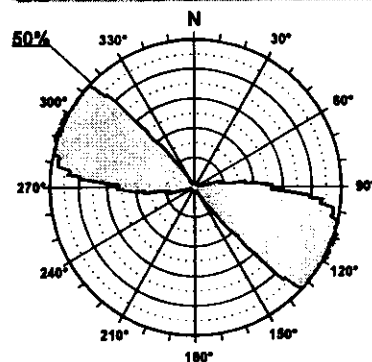
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

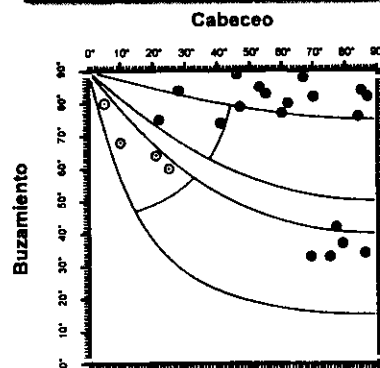


Rosa de Direcciones



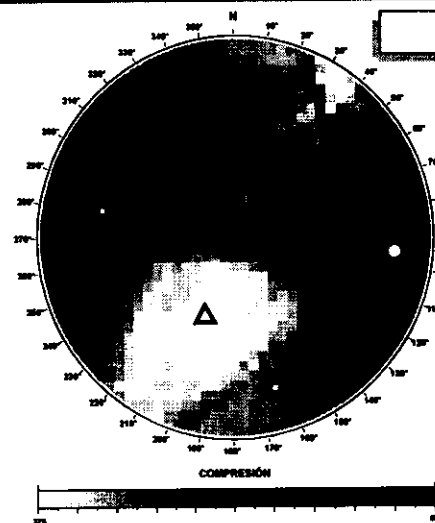
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 16°
DEVM: 114° ± 6.20°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

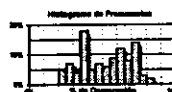


Parámetros Globales
K: -4.7261 Buzamiento: 69° ± 19°
PHI: 39.78° Cabeceo: 66° ± 25°

Diedros Rectos

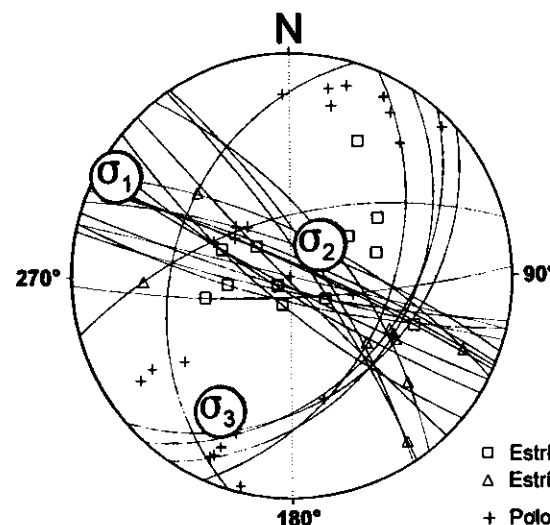


○ Máxima Frecuencia: 30 fallas
△ Mínima Frecuencia: 6 fallas



Estación: DURÓN
Coordenadas U.T.M.
X: 523150
Y: 4497750
Z: 800
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

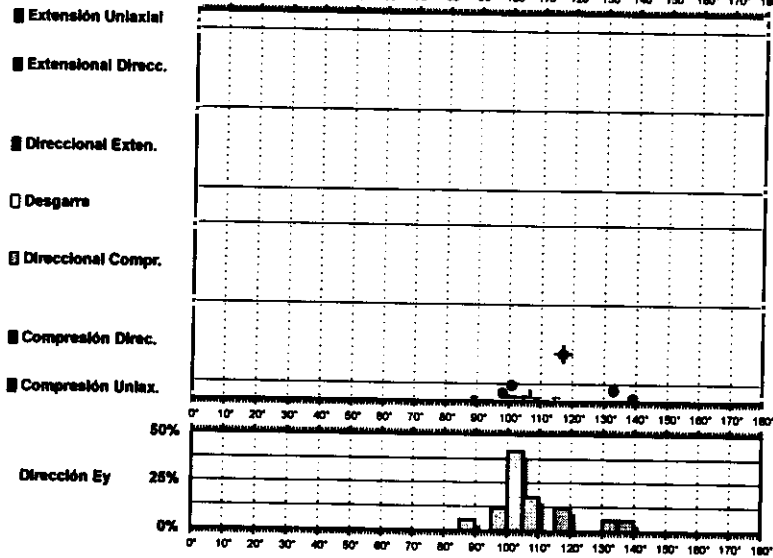
σ_1 05/300°
 σ_2 67/045°
 σ_3 21/208°

$R = 0.55$
 $\mu = 0.5$

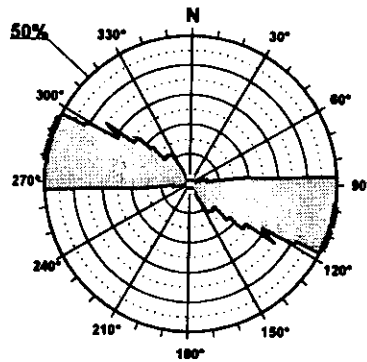
F.E. = 12 (23)

Modelo de Deslizamiento - AUÑON11-

Gráfico

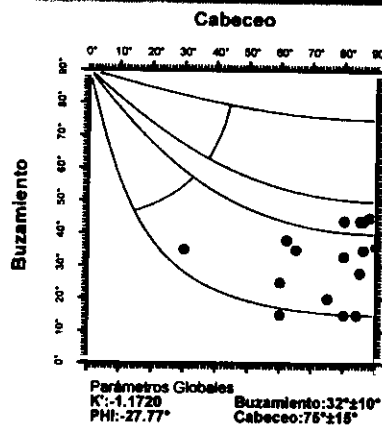


Rosa de Direcciones

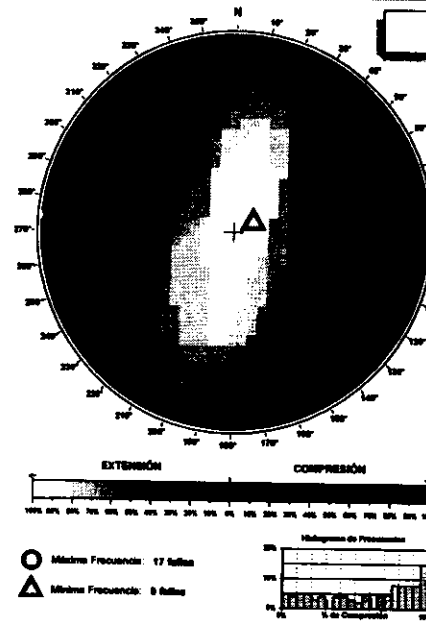


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 107° ± 8.66°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

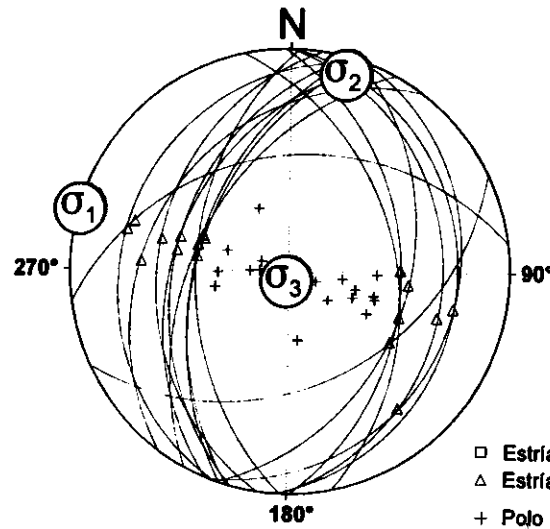


Diedros Rectos



Estación: AUÑÓN11
Coordenadas U.T.M.
X: 519650
Y: 4484200
Z: 720
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

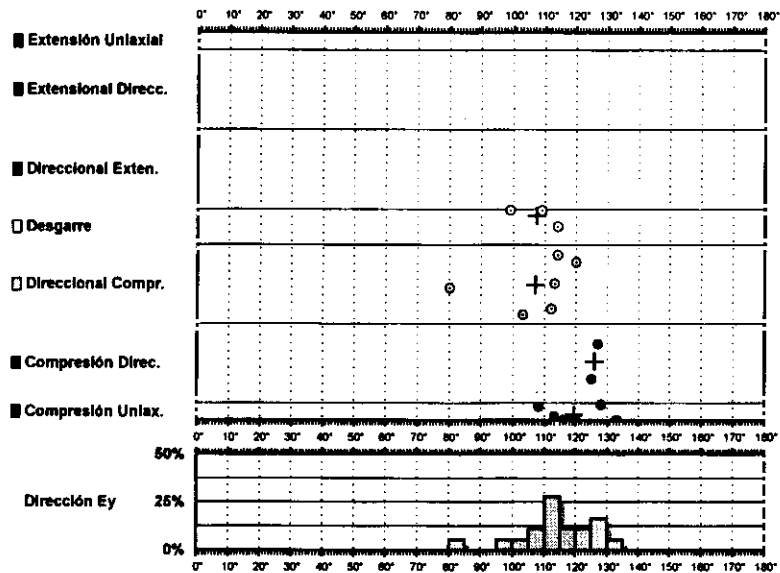
Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



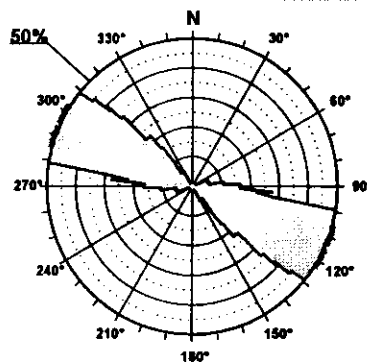
F.E. = 17 (17)

Modelo de Deslizamiento -ENTREPEI-

Geofis

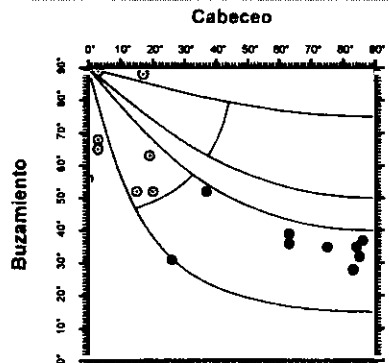


Rosa de Direcciones



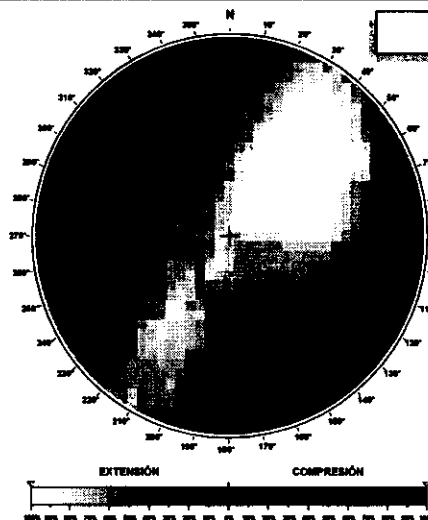
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 114° ± 8.67°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

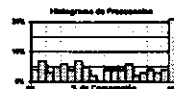


Parámetros Globales
 K: 27.4392 Buzamiento: 53° ± 20°
 PHI: -10.27° Cabeceo: 39° ± 32°

Diedros Rectos

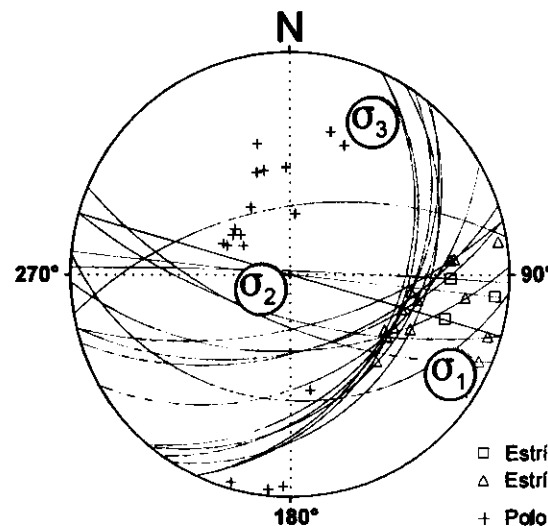


○ Máxima Frecuencia: 18 fallas
 △ Mínima Frecuencia: 8 fallas



Estación: ENTREPEI
 Coordenadas U.T.M.
 X: 520750
 Y: 4482450
 Z: 730
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



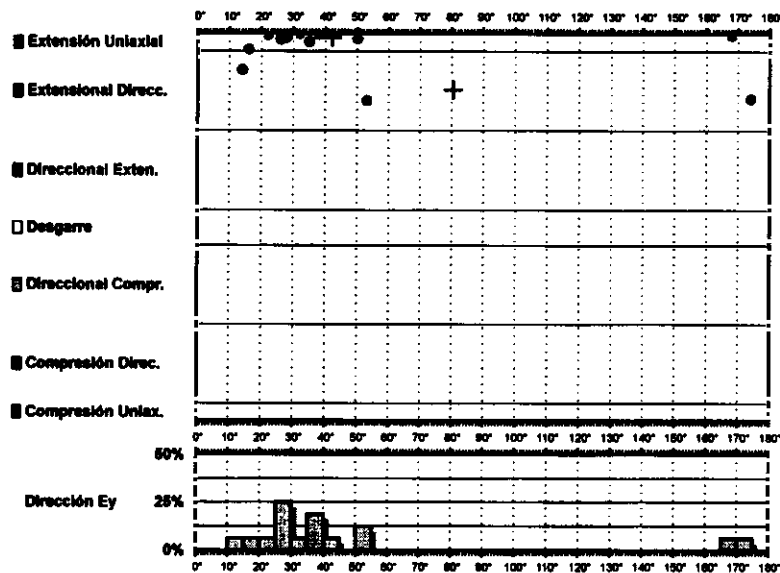
σ_1 08/121°
 σ_2 74/244°
 σ_3 13/029°

$R = 0.12$
 $\mu = 0.8$

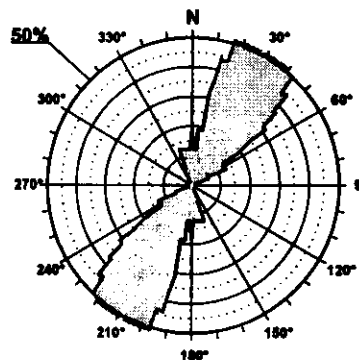
F.E. = 18 (18)

☐ Estría normal
☐ Estría inversa
 + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·PRESAB·

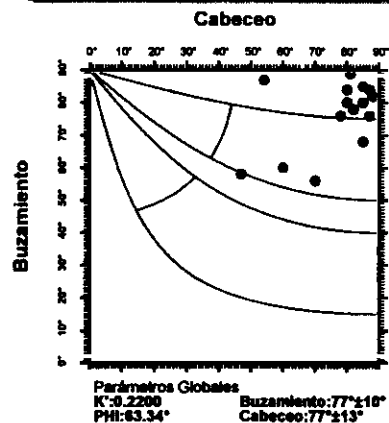


Rosa de Direcciones

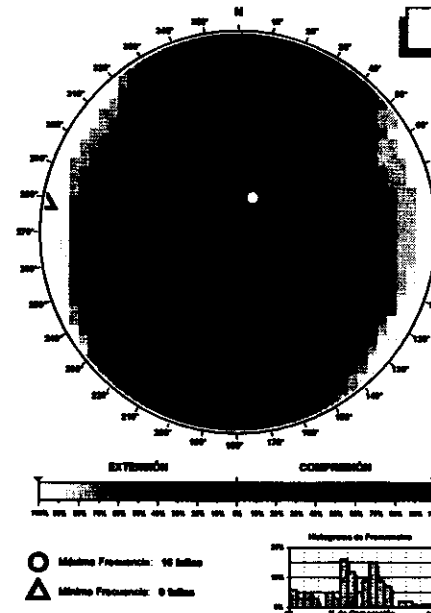


Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEM: 28° ± 11.88°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

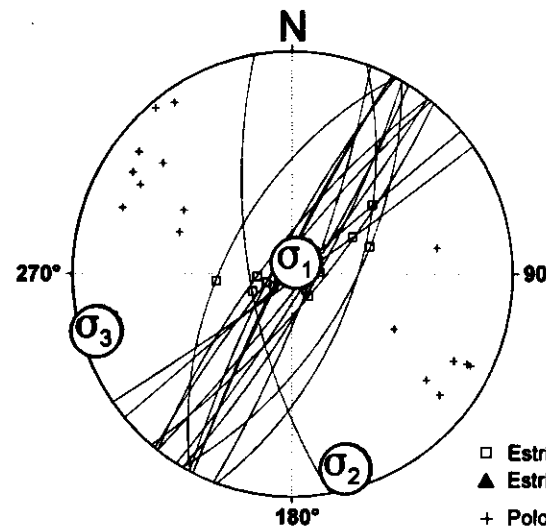


Diedros Rectos



Estación: PRESAB
 Coordenadas U.T.M.
 X: 515500
 Y: 4468100
 Z: 660
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



σ₁ 83/026°
 σ₂ 05/164°
 σ₃ 04/254°

R = 0.05
 μ = 0.6

F.E. = 16 (16)

Modelo de Deslizamiento - ESCARICHE -

Oraloc®

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

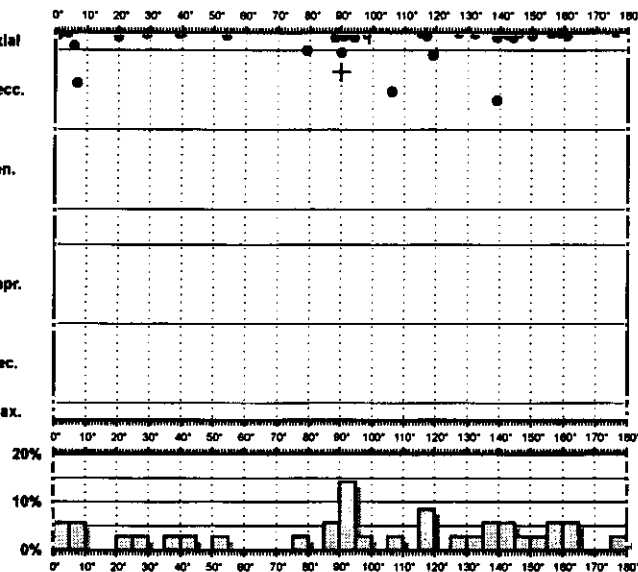
■ Direccional Exten.

□ Desgarre

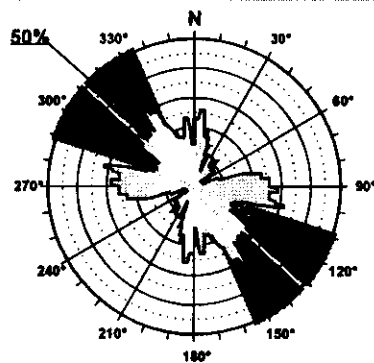
□ Direccional Compr.

■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

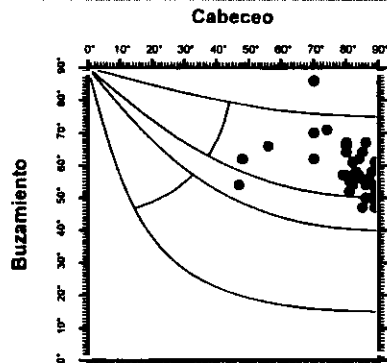


Rosa de Direcciones



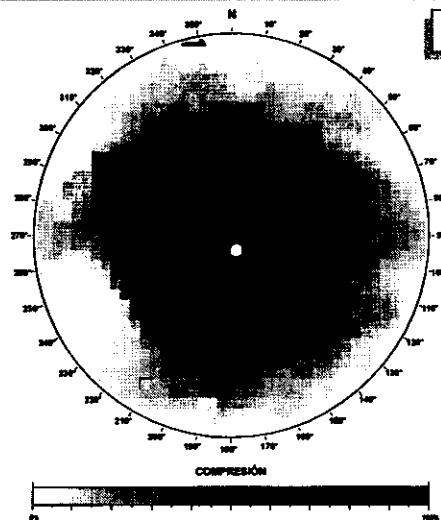
Valor Máximo de Escala: 50%
Anillo de Apertura: 15°
DEYM: 132° ± 23.77°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K: 0.1464 Buzamiento: 69° ± 08°
PHI: 27.22° Cabeceo: 80° ± 10°

Diedros Rectos

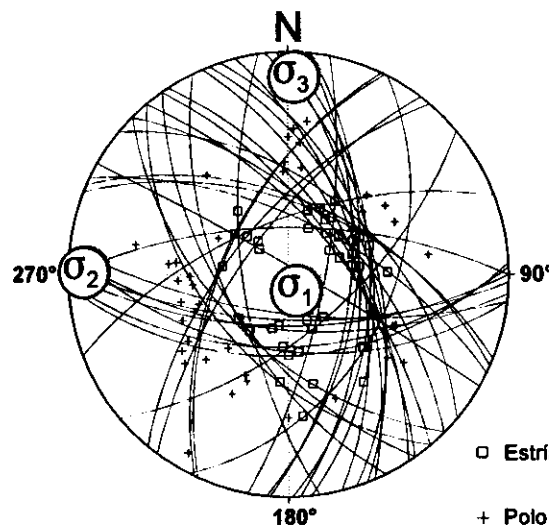


○ Máxima Frecuencia: 30 fallas
△ Mínima Frecuencia: 2 fallas



Estación: ESCARICHE
Coordenadas U.T.M.
X: 490350
Y: 4469950
Z: 780
Edad de los materiales:
Mioceno medio

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



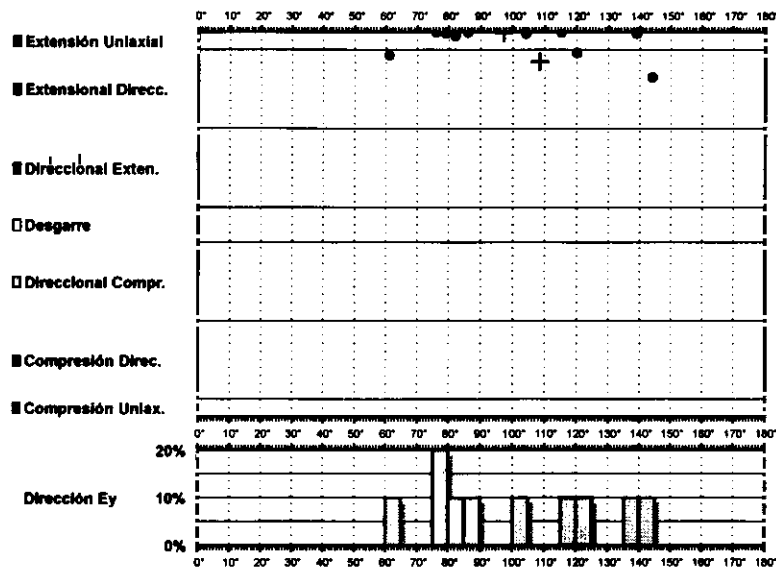
□ Estría normal
+ Polo Falla

σ_1 81/147°
 σ_2 04/271°
 σ_3 06/002°

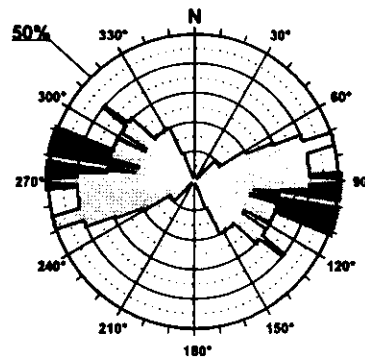
R = 0.10
 $\mu = 0.5$

F.E. = 32 (39)

Modelo de Deslizamiento ·BARAJAS·

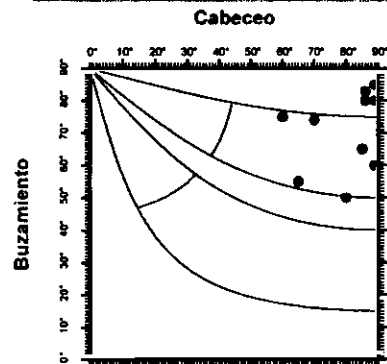


Rosa de Direcciones

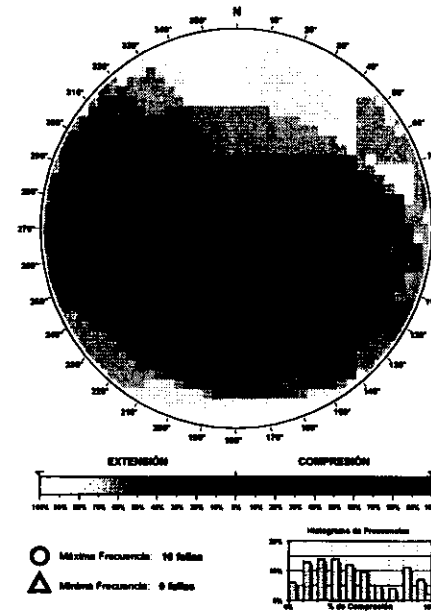


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 99° ± 12,95°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

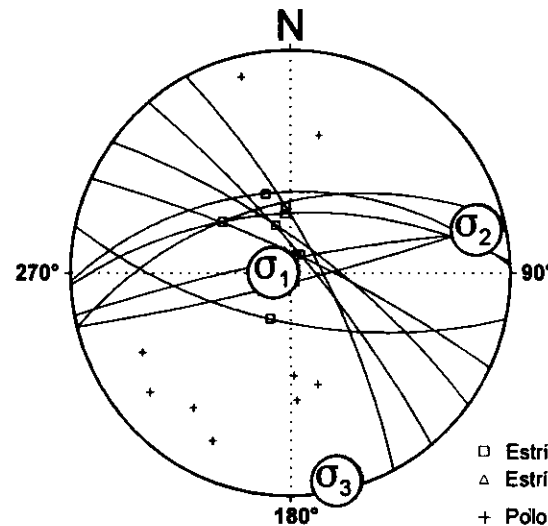


Parámetros Globales
K: 0,0961
PH: 51,46°
Buzamiento: 71° ± 12°
Cabeceo: 80° ± 10°



Estación: BARAJAS
Coordenadas U.T.M.
X: 507450
Y: 4441700
Z: 730
Edad de los materiales:
Cuaternario

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



Modelo de Deslizamiento ·VEGA·

Gratias

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

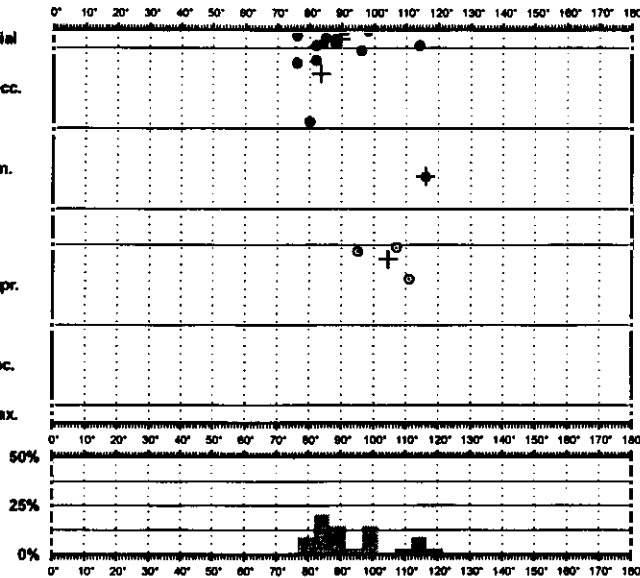
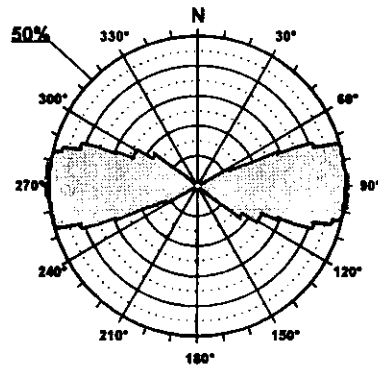
■ Direccional Exten.

□ Desgarre

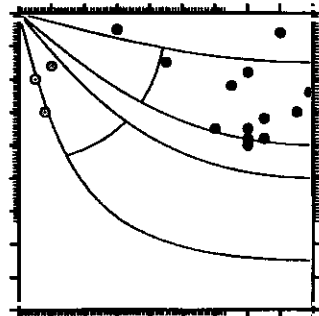
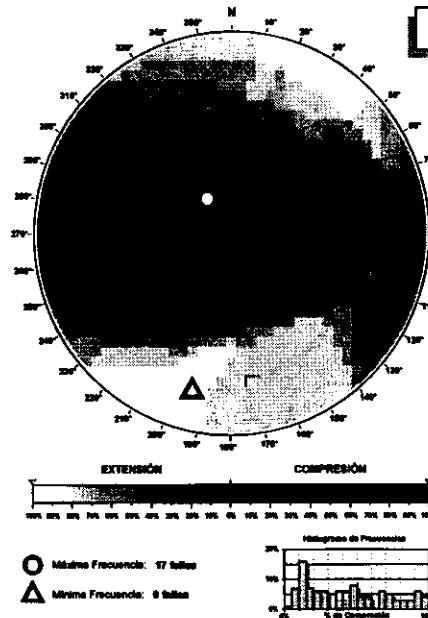
□ Direccional Compr.

■ Compresión Direc.

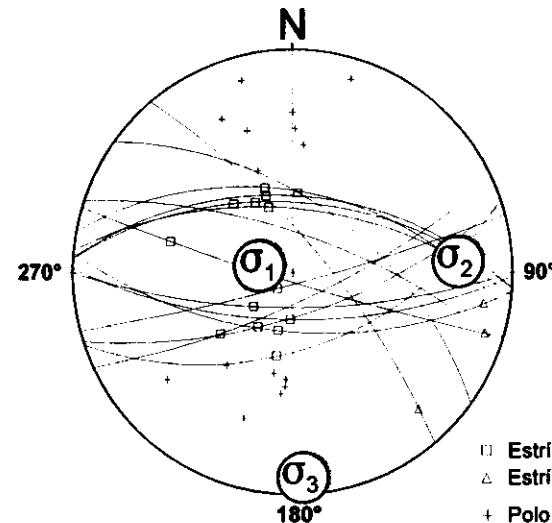
■ Compresión Uniax.

**Rosa de Direcciones**

Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 82° ± 6.98°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento**Diedros Rectos**

Estación: VEGA
 Coordenadas U.T.M.
 X: 539800
 Y: 4501900
 Z: 830
 Edad de los materiales:
 Mioceno medio

**Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)**

□ Estria normal
 △ Estria inversa
 + Polo Falla

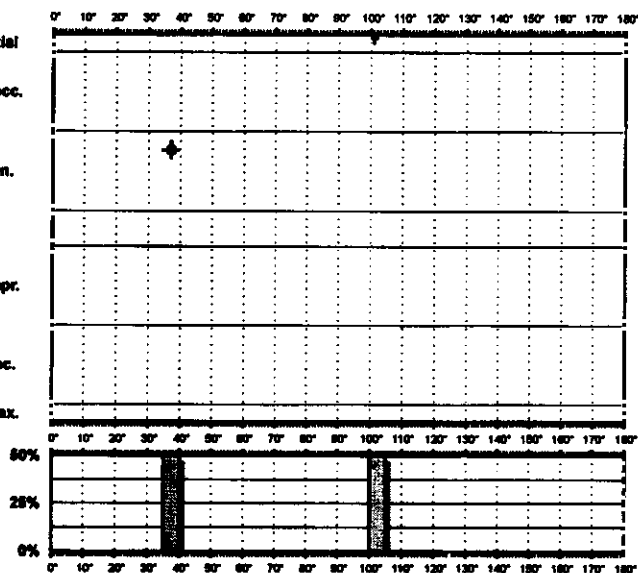
σ_1 03/283°
 σ_2 15/086°
 σ_3 04/177°

$R = 0.29$
 $\mu = 0.4$

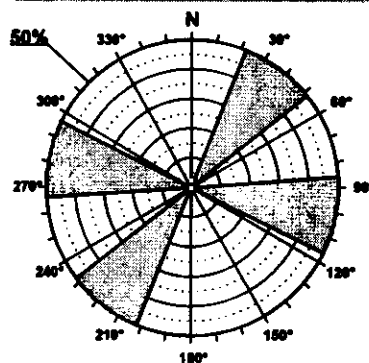
F.E. = 13 (17)

Modelo de Deslizamiento ·RMAYOR·

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

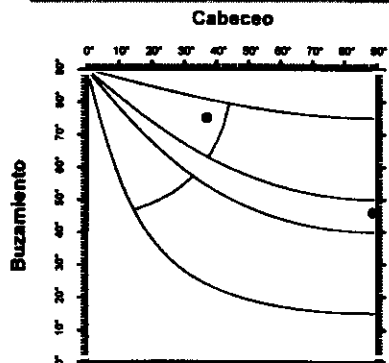


Rosa de Direcciones



Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 69° ± 0.00°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



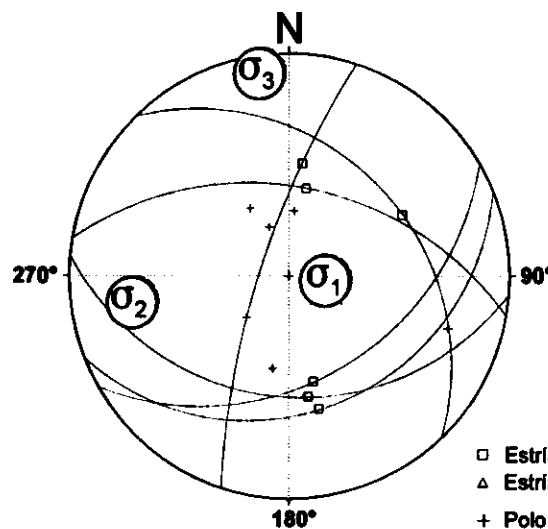
Parámetros Globales
K: 0.7349 Buzamiento: 81° ± 18°
PH: 24.11° Cabeceo: 63° ± 28°

Diedros Rectos



Estación: RMAYOR
Coordenadas U.T.M.
X: 526225
Y: 4447350
Z: 760
Edad de los materiales:
Plioceno-Cuaternario

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 70/095°
 σ_2 18/261°
 σ_3 04/352°

R = 0.67
 μ = 0.10

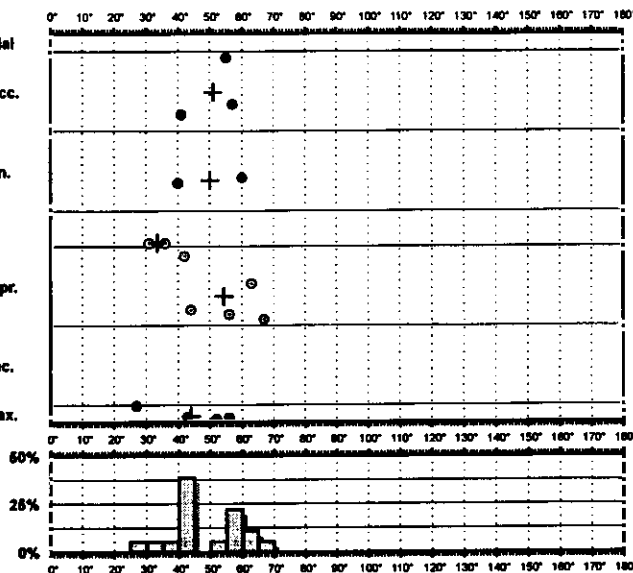
F.E. = 5 (6)

- Estría normal
- △ Estría inversa
- + Polo Falla

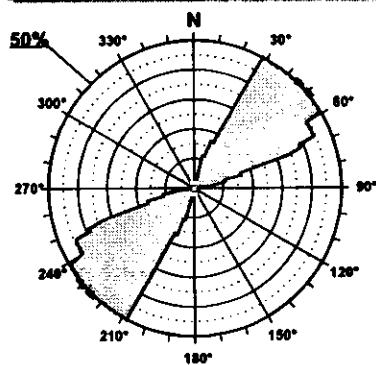
Modelo de Deslizamiento HUMOSA

grafos

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

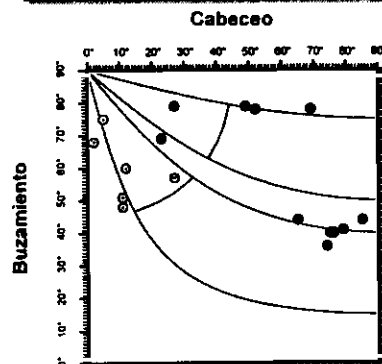


Rosa de Direcciones



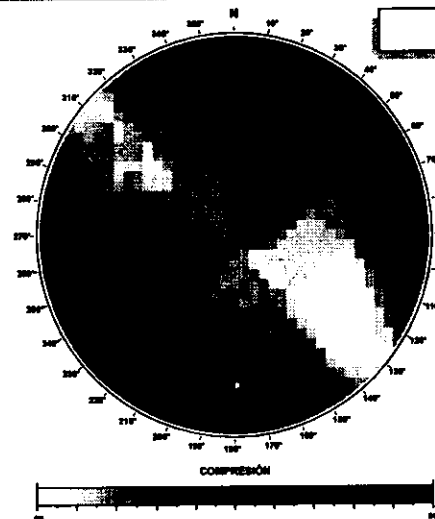
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 48° ± 5.38°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

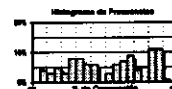


Parámetros Globales
K': 2.9001 Buzamiento: 59° ± 16°
Phi: 06.16° Cabeceo: 42° ± 30°

Diedros Rectos

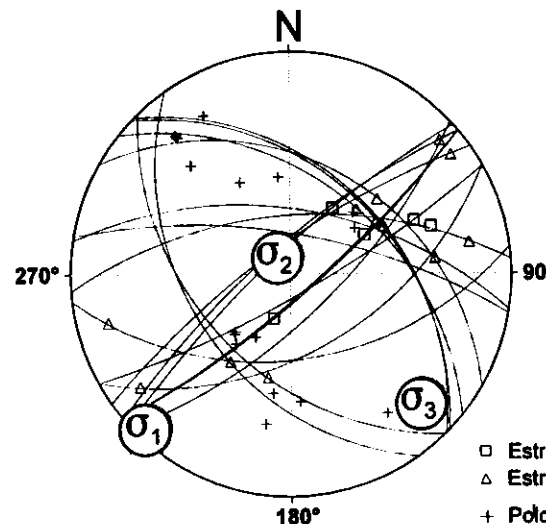


○ Máxima Frecuencia: 17 fallas
△ Mínima Frecuencia: 1 fallas



Estación: HUMOSA
Coordenadas U.T.M.
X: 562950
Y: 4415550
Z: 850
Edad de los materiales:
Oligoceno

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



- Estría normal
- △ Estría inversa
- + Polo Falla

σ_1 02/224°
 σ_2 79/326°
 σ_3 10/134°

$R = 0.19$
 $\mu = 0.6$

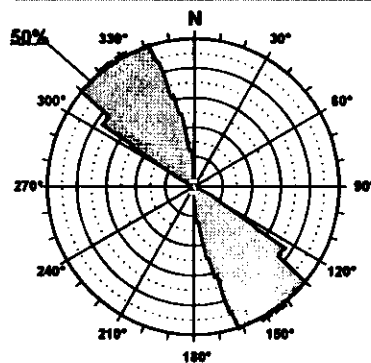
F.E. = 15 (18)

Modelo de Deslizamiento -ABANTO-

- ☒ Extensión Uniaxial
- ☒ Extensional Direcc.
- ☒ Direccional Exten.
- ☐ Desgarre
- ☐ Direccional Compr.
- ☒ Compresión Direc.
- ☒ Compresión Uniax.

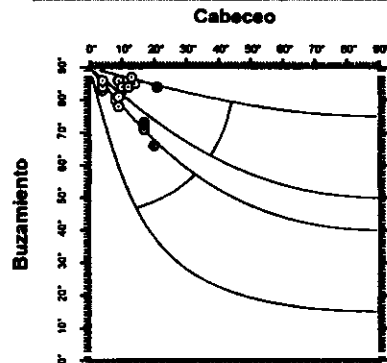


Rosa de Direcciones



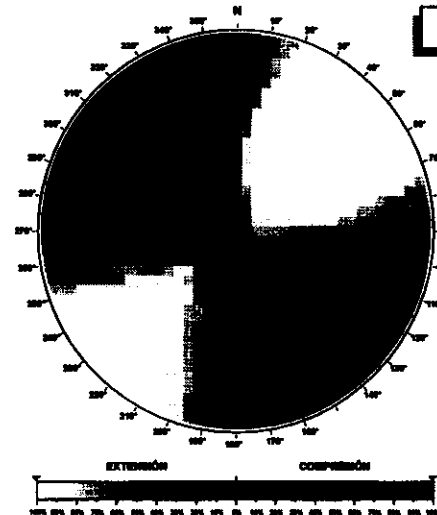
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEVM: 147° ± 6.64°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
 K: 10.7760 Buzamiento: 81° ± 06°
 PIR: 10.61° Cabeceo: 11° ± 05°

Diedros Rectos

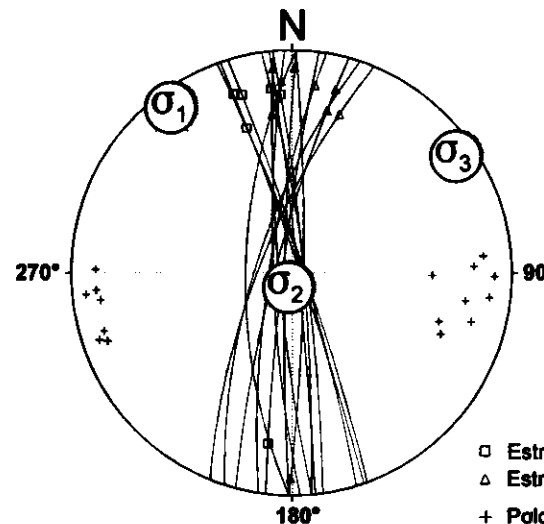


○ Máxima Frecuencia: 56 fallas
 △ Máxima Frecuencia: 6 fallas



Estación: ABANTO
 Coordenadas U.T.M.
 X: 520000
 Y: 4482100
 Z: 710
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
 (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 04/324°
 σ_2 83/190°
 σ_3 04/055°

$R = 0.43$
 $\mu = 0.4$

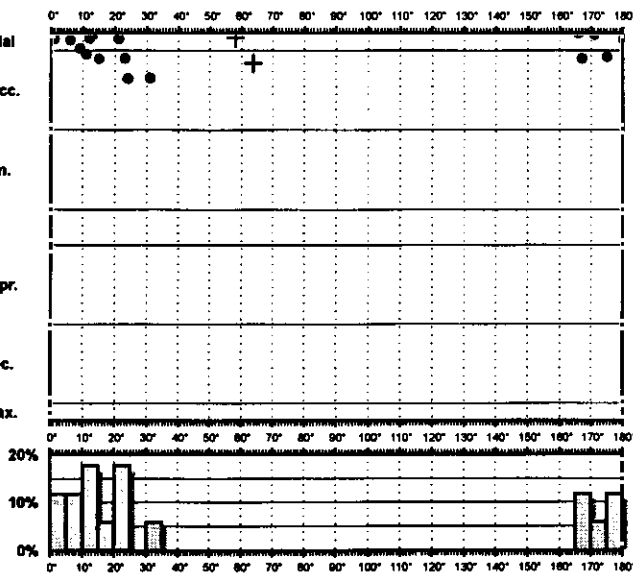
F.E. = 16 (16)

- Estría normal
- △ Estría inversa
- + Polo Falla

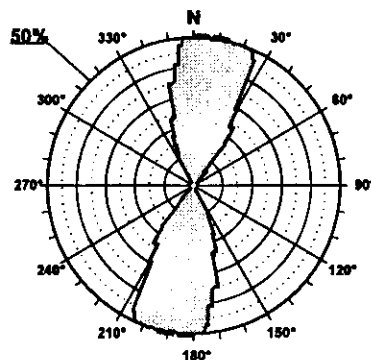
Modelo de Deslizamiento · LOBERA ·

grafos®

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

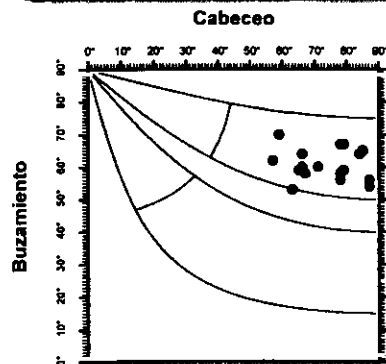


Rosa de Direcciones



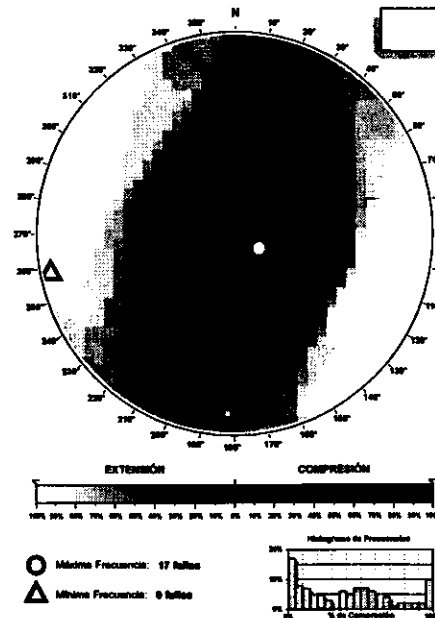
Valor Máximo de Escala: 60%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 7° ± 7.15°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



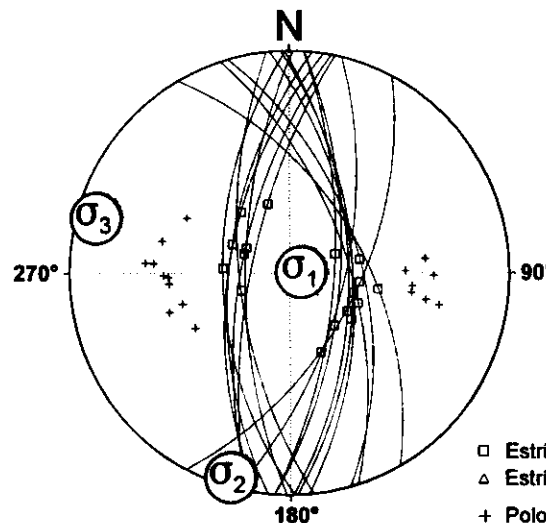
Parámetros Globales
K: 0.1081 Buzamiento: 61° ± 05°
PH: 29.80° Cabeceo: 73° ± 10°

Diedros Rectos



Estación: LOBERA
Coordenadas U.T.M.
X: 520765
Y: 4434650
Z: 920
Edad de los materiales:
Oligoceno

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 83/081°
 σ_2 02/196°
 σ_3 05/286°

$R = 0.25$
 $\mu = 0.4$

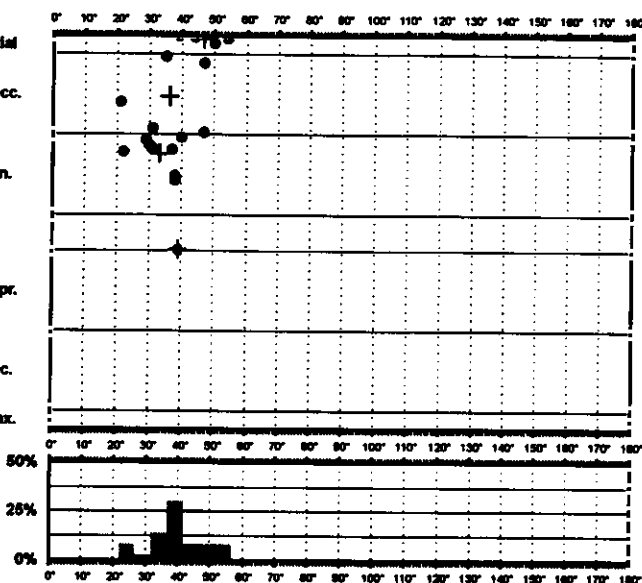
F.E. = 14 (17)

- Estría normal
- △ Estría inversa
- + Polo Falta

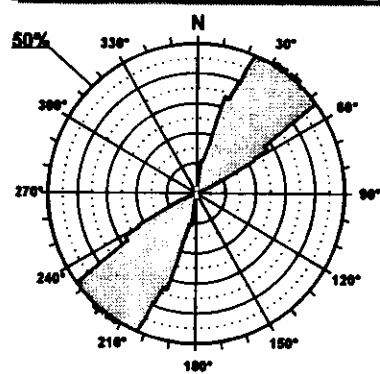
Modelo de Deslizamiento VELLISCA

Gráfico

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarro
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

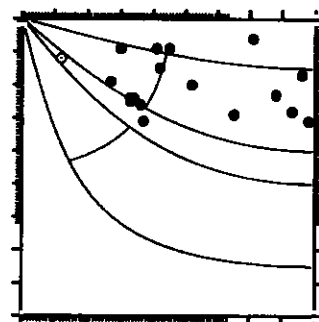


Rosa de Direcciones

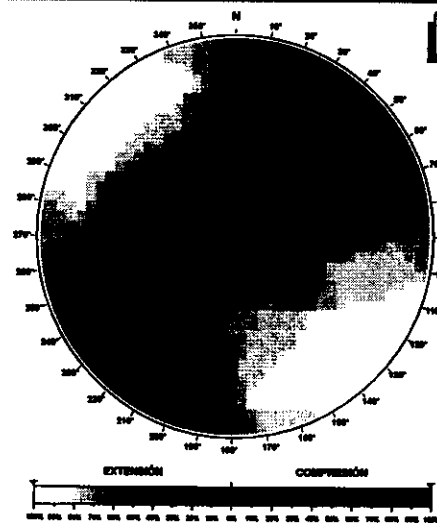


Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 37° ± 5.64°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos

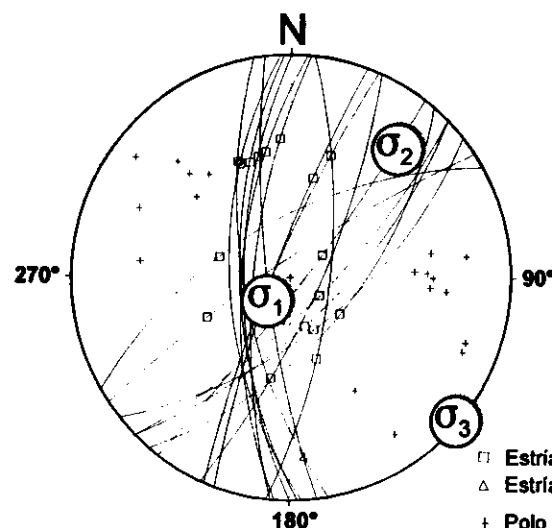


○ Máxima Frecuencia: 58 fallas
 △ Mínima Frecuencia: 8 fallas



Estación: VELLISCA
 Coordenadas U.T.M.
 X: 516300
 Y: 4440350
 Z: 875
 Edad de los materiales:
 Oligoceno

Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992)



σ_1 74/224°
 σ_2 15/040°
 σ_3 00/130°

R = 0.69
 $\mu = 0.4$

F.E. = 17 (18)

- Estría normal
- △ Estría inversa
- + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -bedija-

Gráficos

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

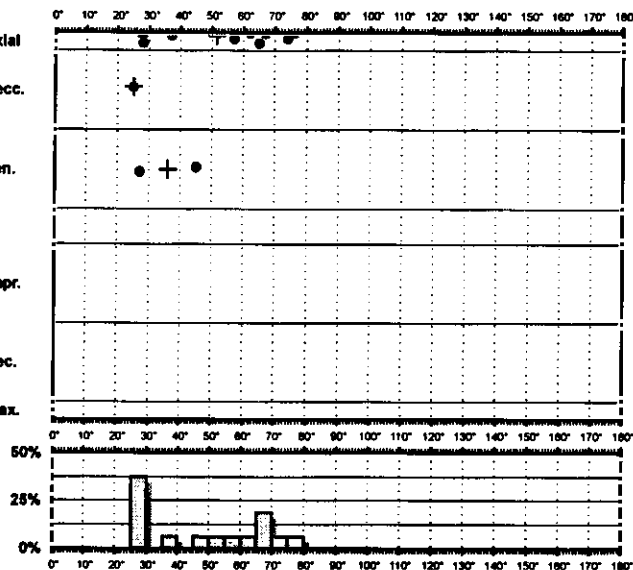
■ Direccional Exten.

□ Desgarre

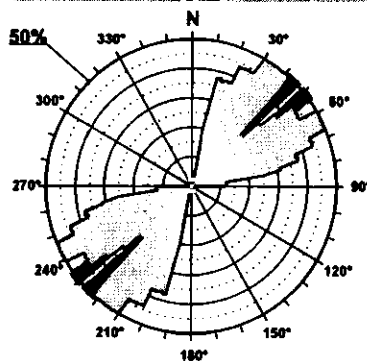
□ Direccional Compr.

■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

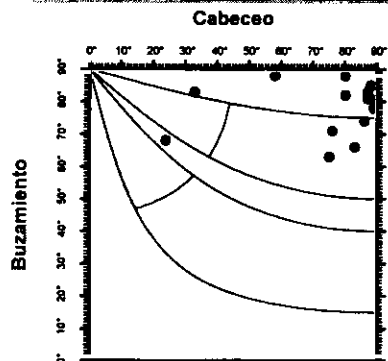


Rosa de Direcciones



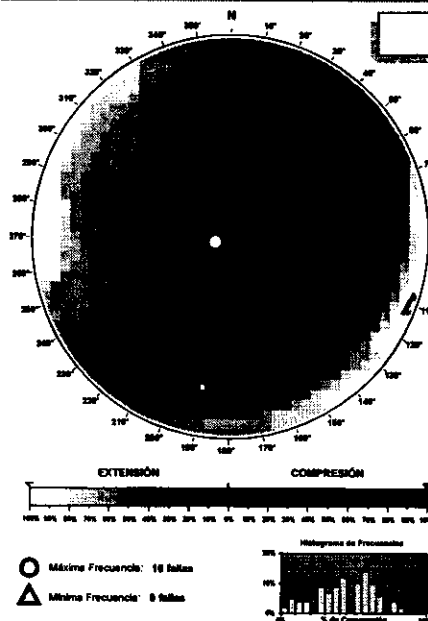
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 16°
DEYM: 48° ± 7.20°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



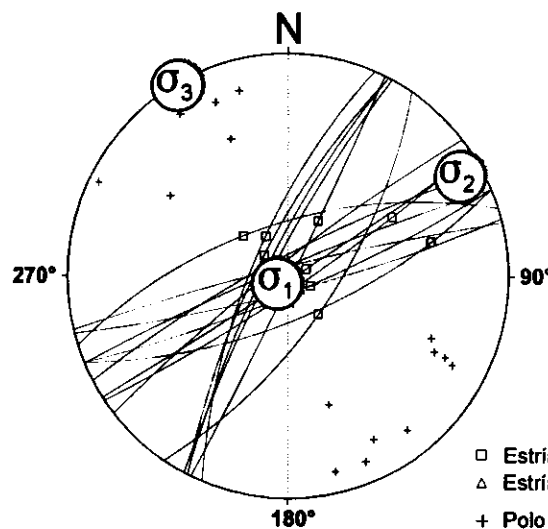
Parámetros Globales
K: 0.9343 Buzamiento: 79° ± 08°
PHI: 66.29° Cabeceo: 76° ± 19°

Diedros Rectos



Estación: BEDIJA
Coordenadas U.T.M.
X: 497125
Y: 4413100
Z: 750
Edad de los materiales:
Mioceno medio

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 84/235°
 σ_2 05/060°
 σ_3 00/330°

R = 0.07
 $\mu = 1.3$

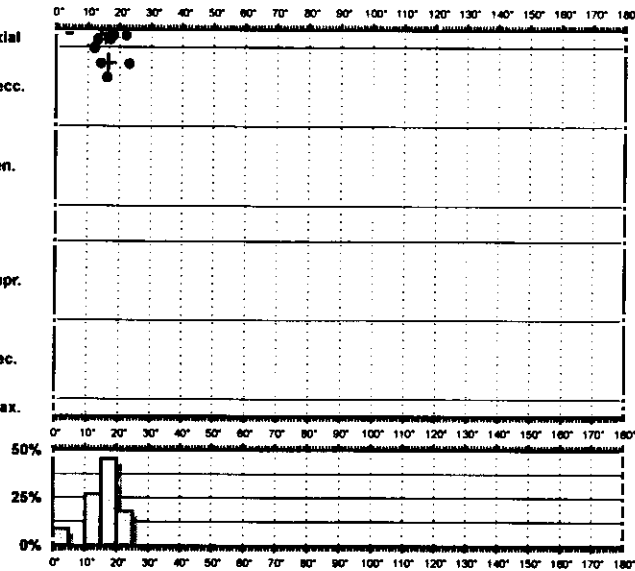
F.E. = 12 (16)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

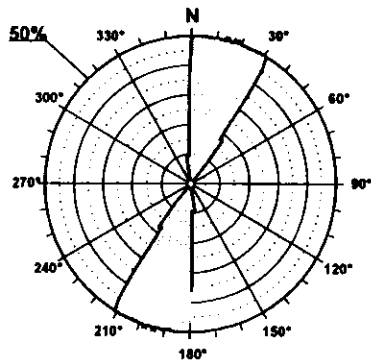
Modelo de Deslizamiento -AUNON1N-

Crafter®

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

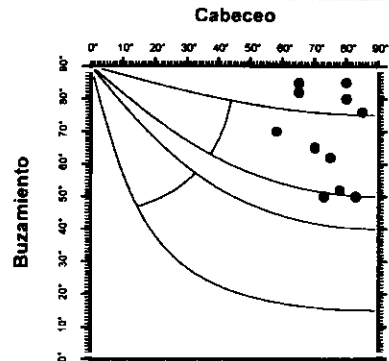


Rosa de Direcciones



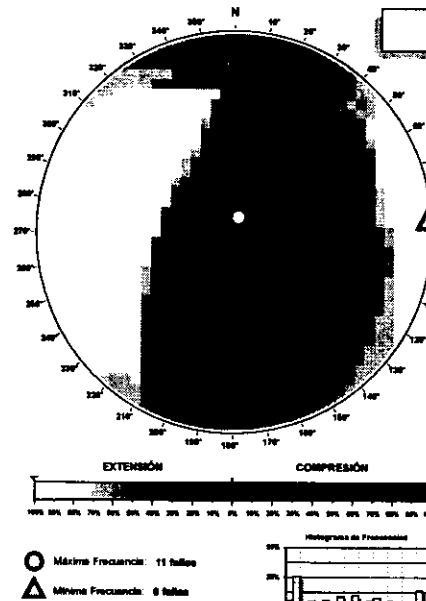
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 16°
DEVM: 16° ± 3.44°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



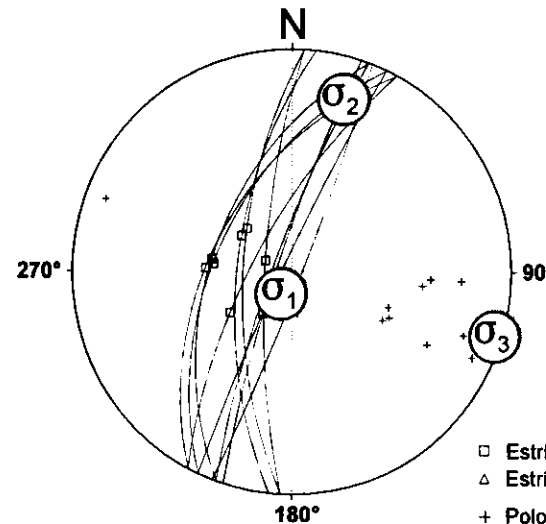
Parámetros Globales
K: 0.1232 Buzamiento: 69° ± 13°
PHI: 48.48° Cabeceo: 74° ± 08°

Diedros Rectos



Estación: AUNÓN1N
Coordenadas U.T.M.
X: 519600
Y: 4484300
Z: 715
Edad de los materiales:
Paleógeno Inferior

Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992)



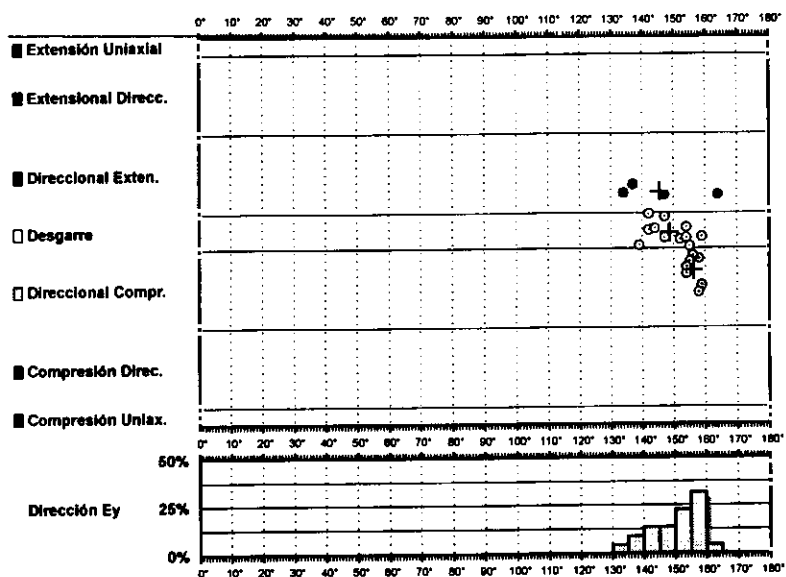
σ₁ 78/204°
σ₂ 11/017°
σ₃ 01/107°

R = 0.48
μ = 0.9

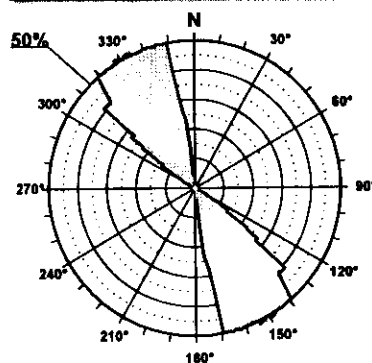
F.E. = 11 (11)

Modelo de Deslizamiento calderon

grafos®

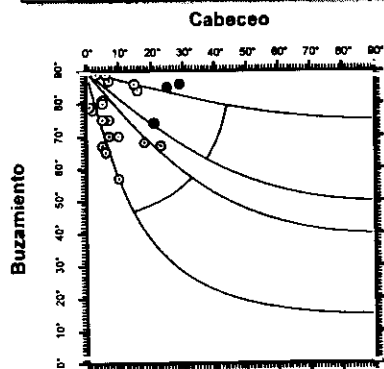


Rosa de Direcciones



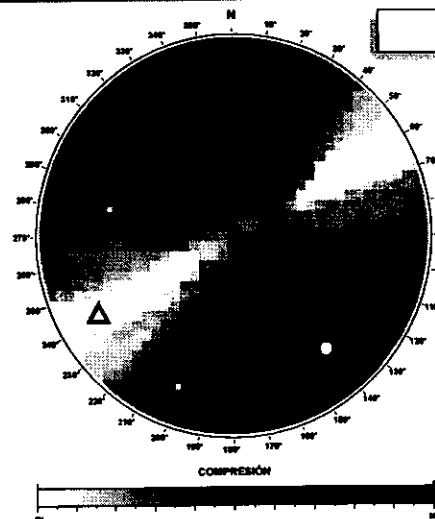
Valor Máximo de Escala: 50%
Angulo de Apertura: 15°
DEYM: 161° ± 4.01°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K: 18.6123
Phi: -10.86°
Buzamiento: 77° ± 0.9°
Cabeceo: 11° ± 0.8°

Diedros Rectos

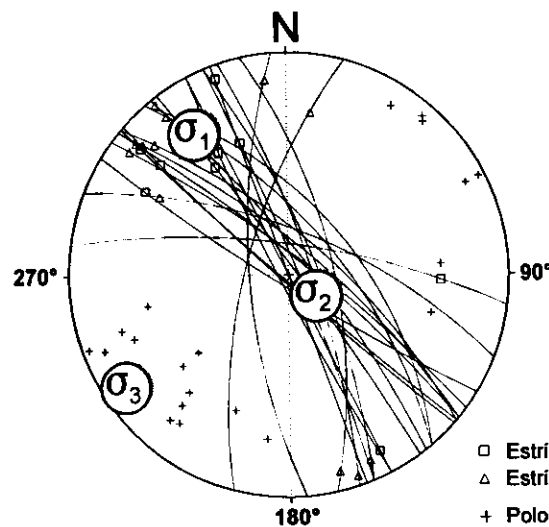


○ Máxima Frecuencia: 21 fallas
△ Mínima Frecuencia: 1 falla



Estación: CALDERÓN
Coordenadas U.T.M.
X: 542200
Y: 4498500
Z: 960
Edad de los materiales:
Mioceno Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 15/237°
 σ_2 72/125°
 σ_3 06/236°

$R = 0.58$
 $\mu = 0.6$

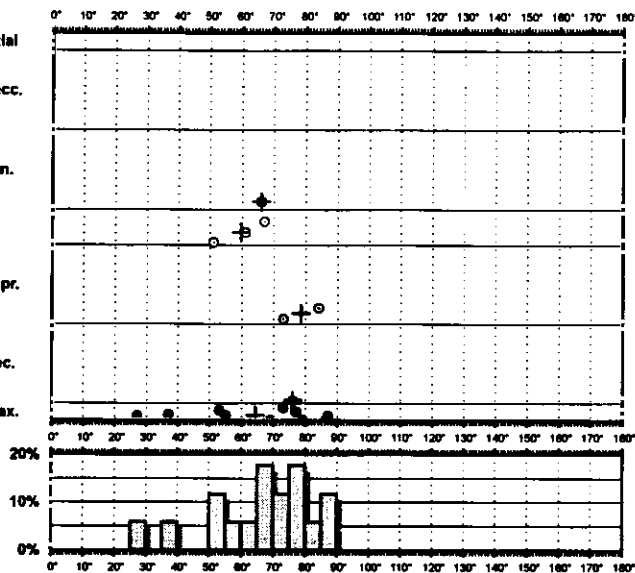
F.E. = 17 (22)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

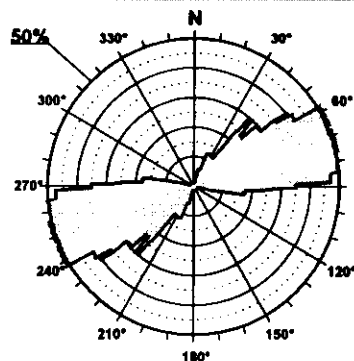
Modelo de Deslizamiento ·OTER1·

Gratias

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

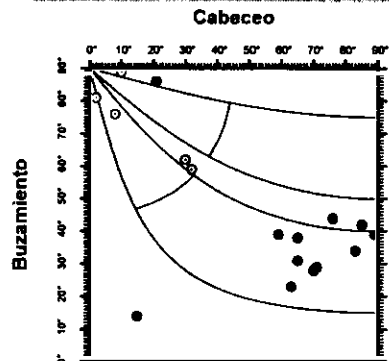


Rosa de Direcciones



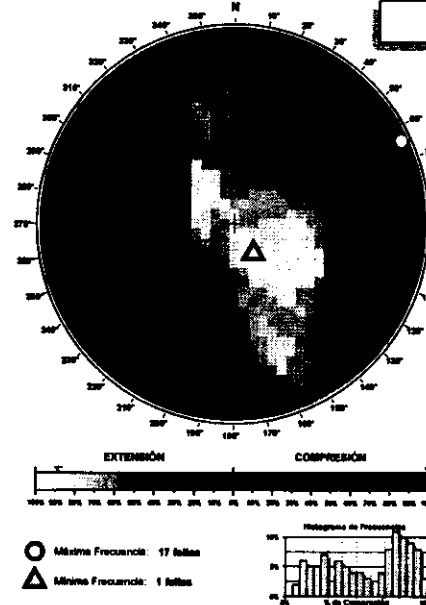
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 67° ± 10.33°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



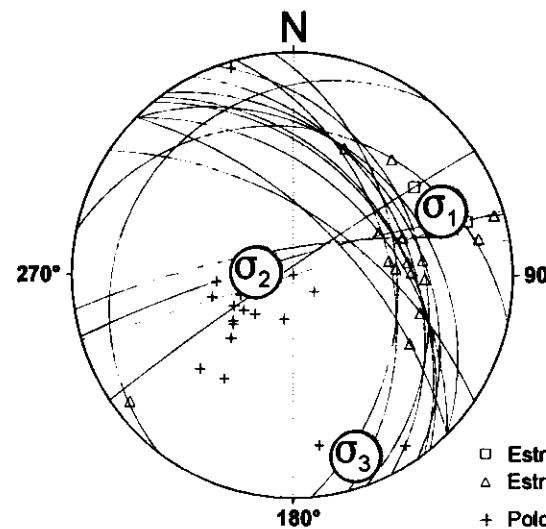
Parámetros Globales
K: 6.1639
PHI: 09.22°
Buzamiento: 48° ± 23°
Cabeceo: 50° ± 29°

Diedros Rectos



Estación: OTER1
Coordenadas U.T.M.
X: 547500
Y: 4512050
Z: 895
Edad de los materiales:
Eoceno-Oligoceno

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 16/067°
 σ_2 71/276°
 σ_3 08/160°

R = 0.20
 $\mu = 0.6$

F.E. = 15 (26)

- Estría normal
- △ Estría inversa
- + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·OTER2·

OTER2

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

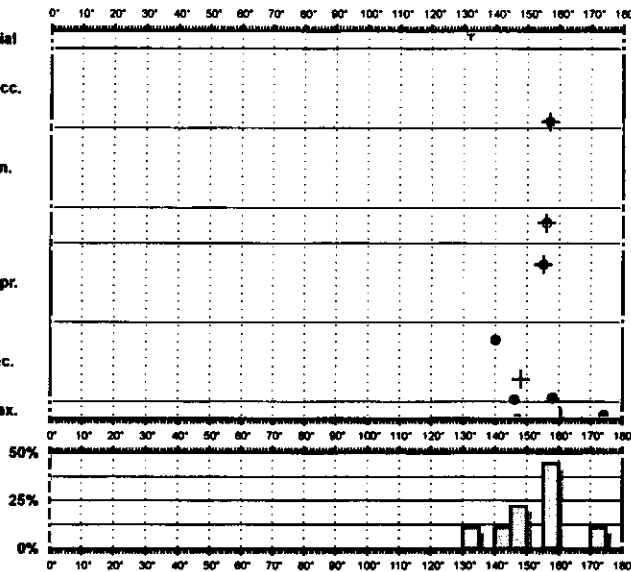
■ Direccional Exten.

□ Desgarra

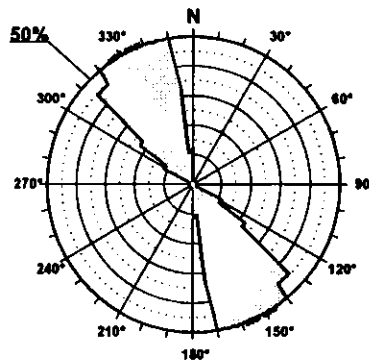
□ Direccional Compr.

■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

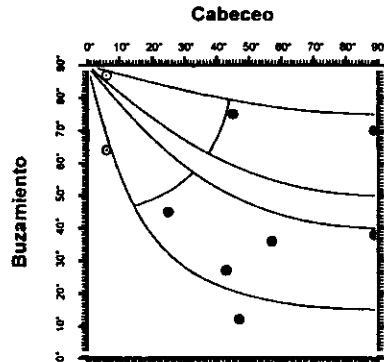


Rosa de Direcciones



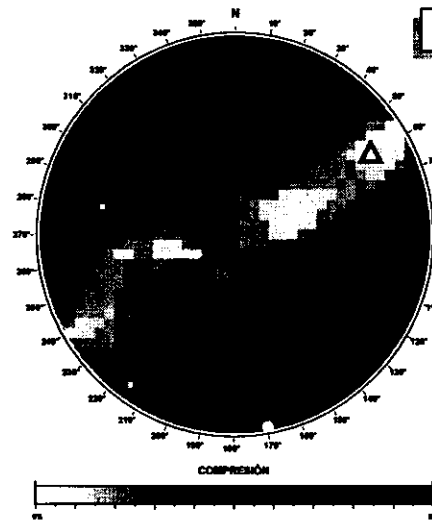
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 162° ± 7.08°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K: 10.9854 Buzamiento: 50° ± 23°
PHI: -09.76° Cabeceo: 45° ± 29°

Diedros Rectos

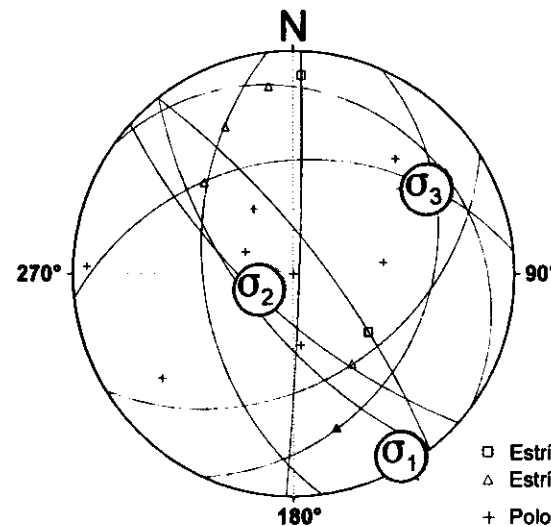


○ Máxima Frecuencia: 8 folios
△ Mínima Frecuencia: 8 folios



Estación: OTER2
Coordenadas U.T.M.
X: 547500
Y: 4512050
Z: 895
Edad de los materiales:
Eoceno-Oligoceno

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



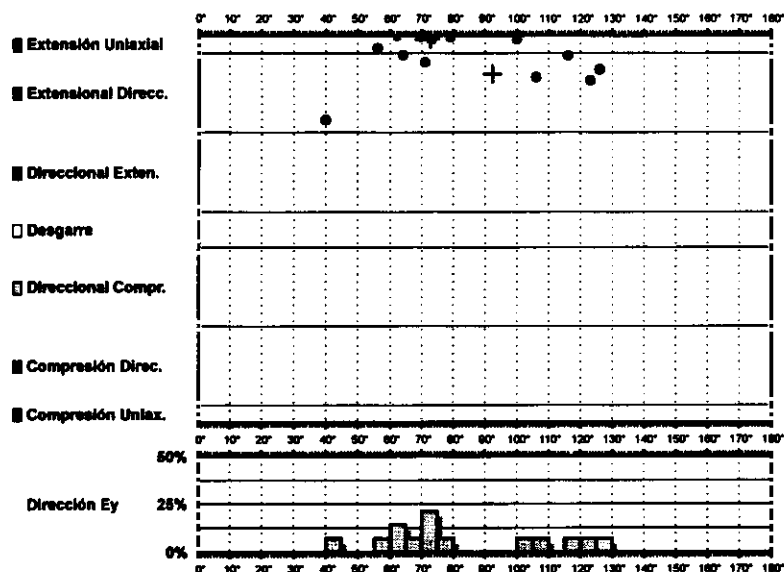
σ_1 02/149°
 σ_2 71/246°
 σ_3 18/058°

$R = 0.07$
 $\mu = 1.0$

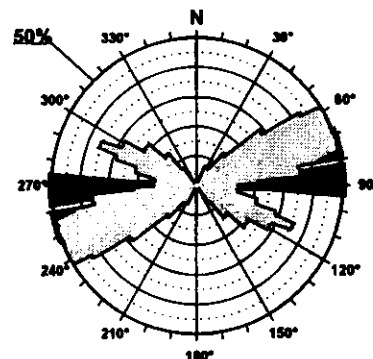
F.E. = 8 (26)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -ENTREP1-

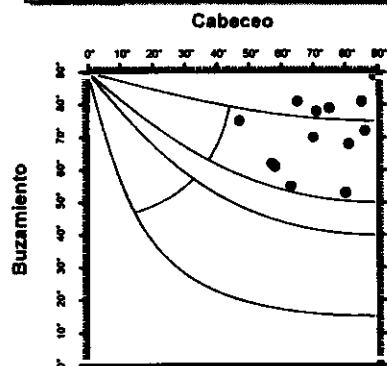


Rosa de Direcciones



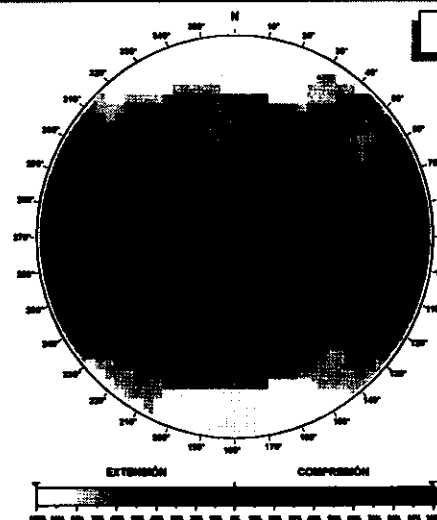
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 81° ± 13.96°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
 K: 0.1477
 PHI: 60.19°
 Buzamiento: 71° ± 10°
 Cabeceo: 72° ± 12°

Diedros Rectos

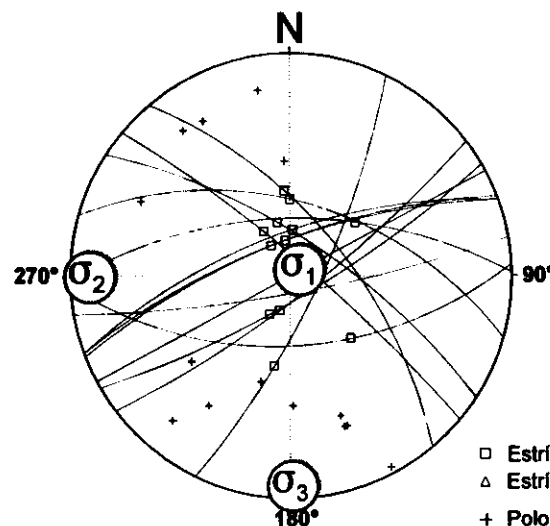


● Máxima Frecuencia: 14 fallas
 ▲ Mínima Frecuencia: 9 fallas



Estación: ENTREP1
 Coordenadas U.T.M.
 X: 535000
 Y: 4504400
 Z: 820
 Edad de los materiales:
 Oligoceno

Inversión de Esfuerzos
 (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 83/056°
 σ_2 05/270°
 σ_3 03/179°

$R = 0.12$
 $\mu = 1.0$

F.E. = 12 (27)

□ Estría normal
 △ Estría inversa
 + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·ENTREP2·

Oficio

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

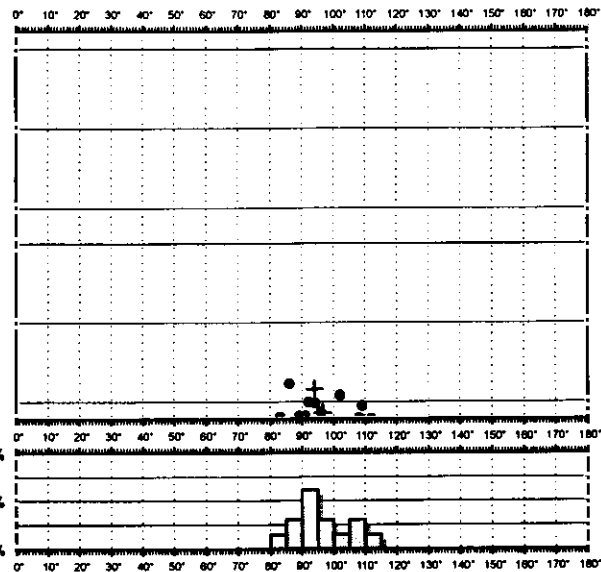
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

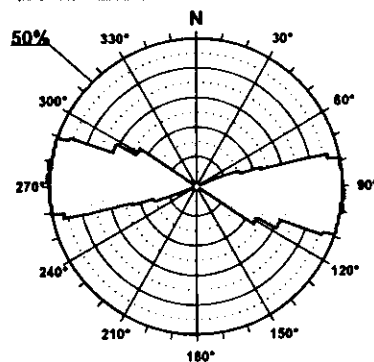
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

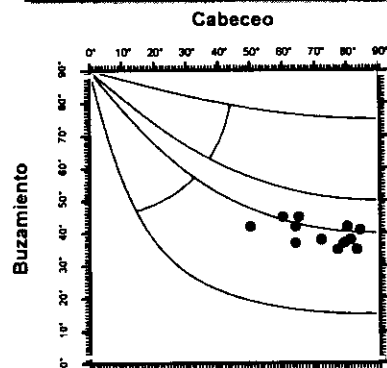


Rosa de Direcciones



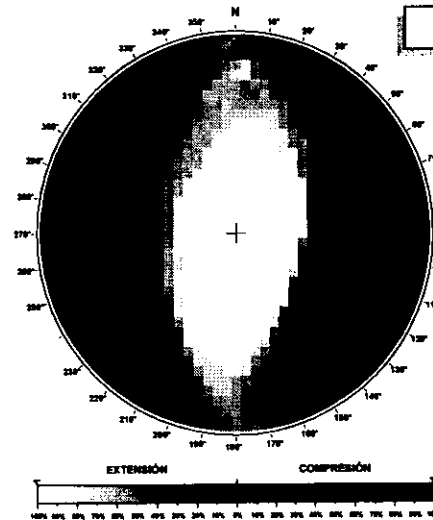
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYN: 96° ± 5.22°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

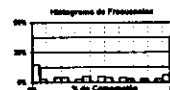


Parámetros Globales
K: -1.1099 Buzamiento: 39° ± 0.3°
PHI: -14.80° Cabeceo: 72° ± 10°

Diedros Rectos

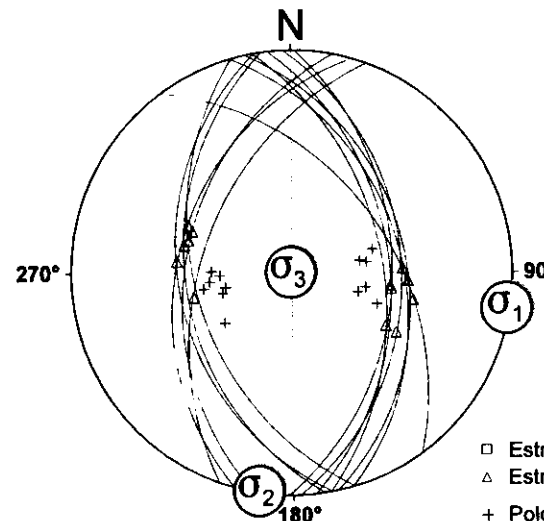


○ Máxima Frecuencia: 13 fallas
△ Mínima Frecuencia: 9 fallas



Estación: ENTREP2
Coordenadas U.T.M.
X: 535000
Y: 4504400
Z: 820
Edad de los materiales:
Oligoceno

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 00/099°
 σ_2 00/189°
 σ_3 89/348°

R = 0.24
 μ = 0.3

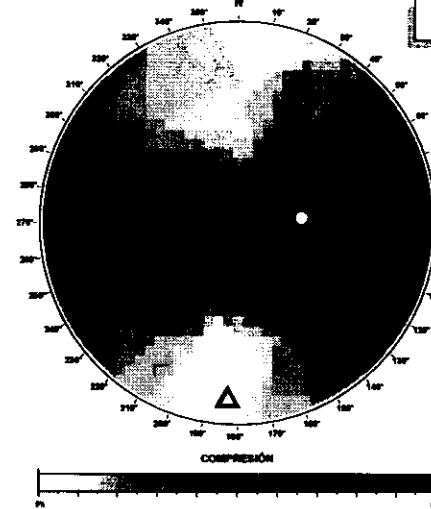
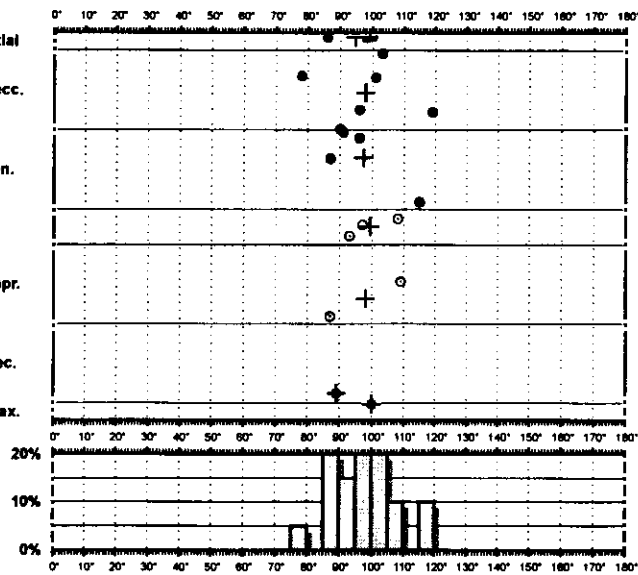
F.E. = 13 (27)

□ Estria normal
△ Estria inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·HUETOS1·

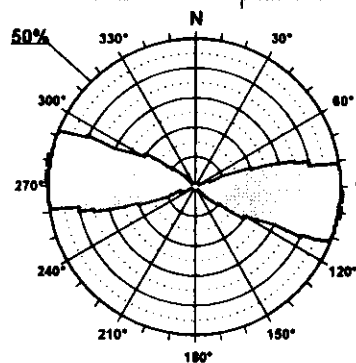
Cratón

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.



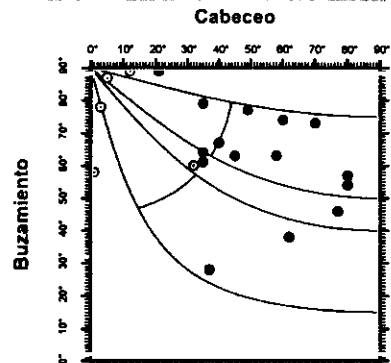
Estación: HUETOS1
Coordenadas U.T.M.
X: 538000
Y: 4510850
Z: 950
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Rosa de Direcciones

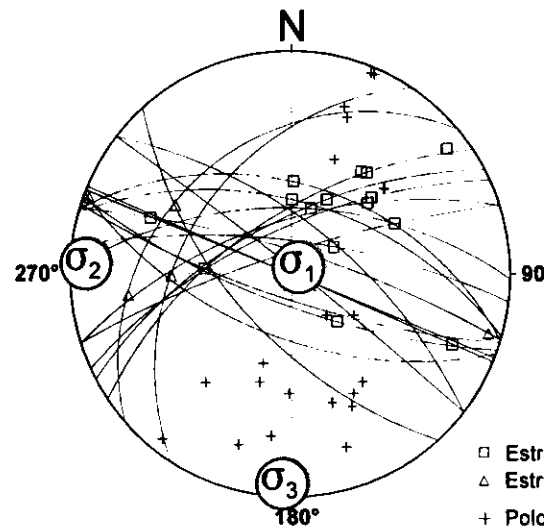


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 16°
DEYM: 97° ± 6.32°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K': 6.3854
PHI: 20.25°
Buzamiento: 65° ± 16°
Cabeceo: 42° ± 25°



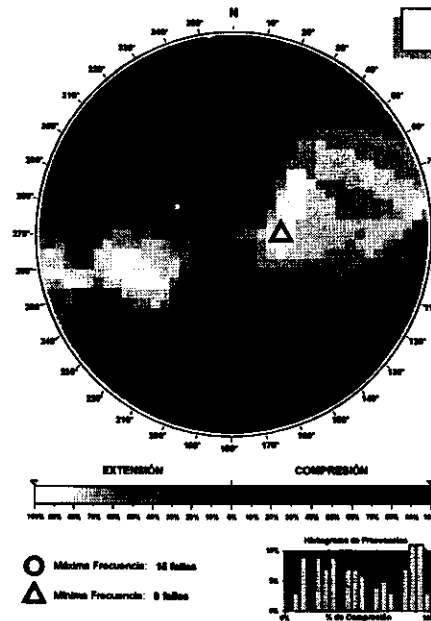
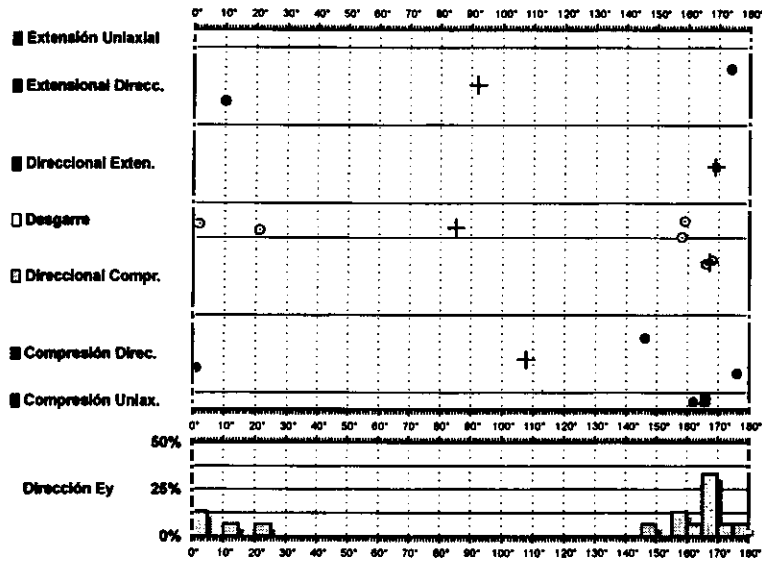
Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992)

σ_1 84/050°
 σ_2 04/273°
 σ_3 03/182°

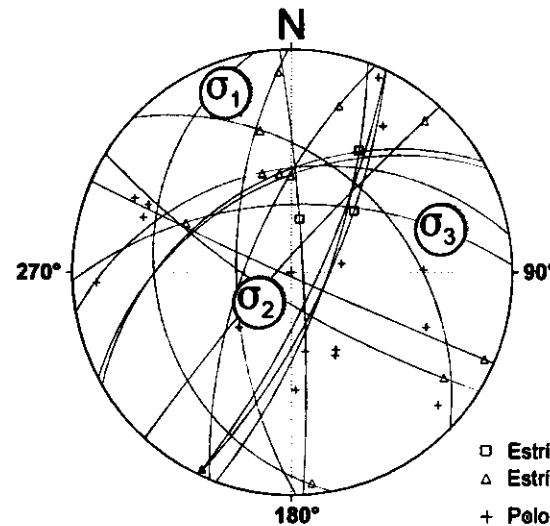
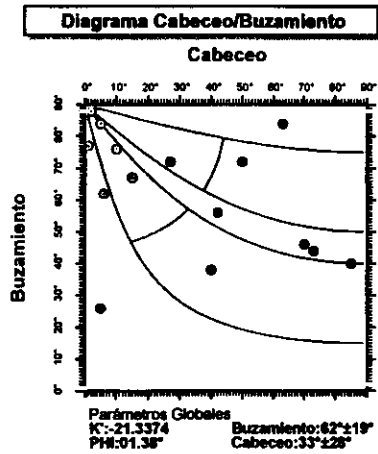
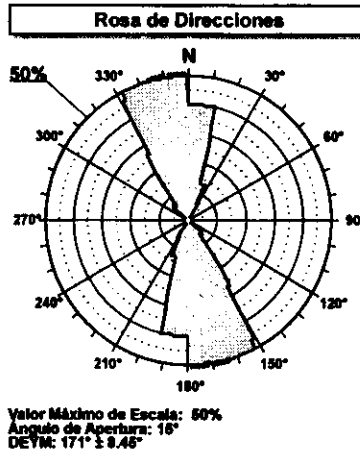
R = 0.76
 $\mu = 0.4$

F.E. = 14 (35)

Modelo de Deslizamiento ·HUETOS2·



Estación: HUETOS2
 Coordenadas U.T.M.
 X: 538000
 Y: 4510850
 Z: 950
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior



Inversión de Esfuerzos
 (Reches *et al.*, 1992)

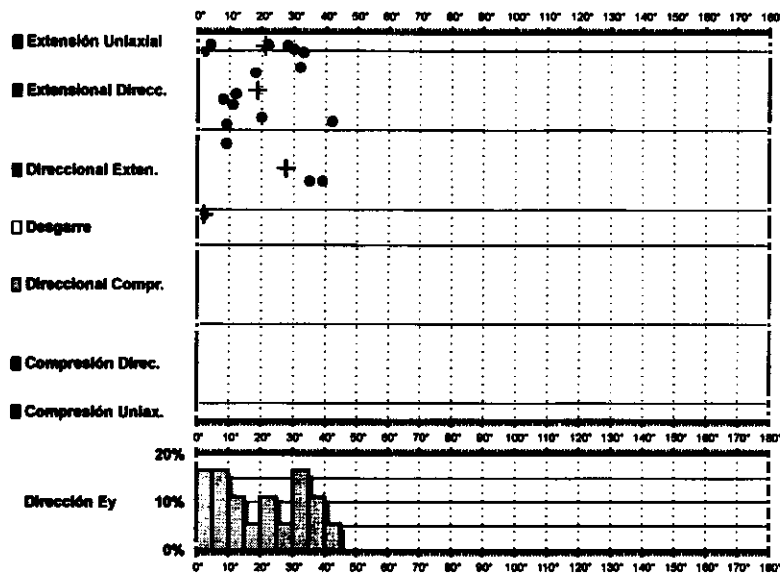
σ_1 08/340°
 σ_2 68/227°
 σ_3 19/074°

$R = 0.37$
 $\mu = 0.2$

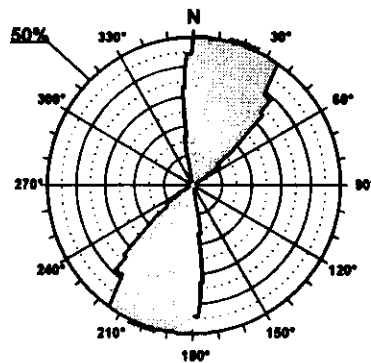
F.E. = 12 (35)

□ Estría normal
 △ Estría inversa
 + Polo Falta

Modelo de Deslizamiento ·HIRUELAN·

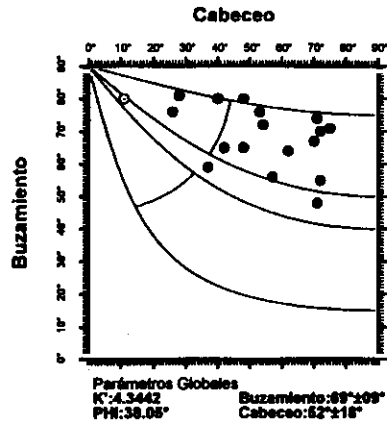


Rosa de Direcciones



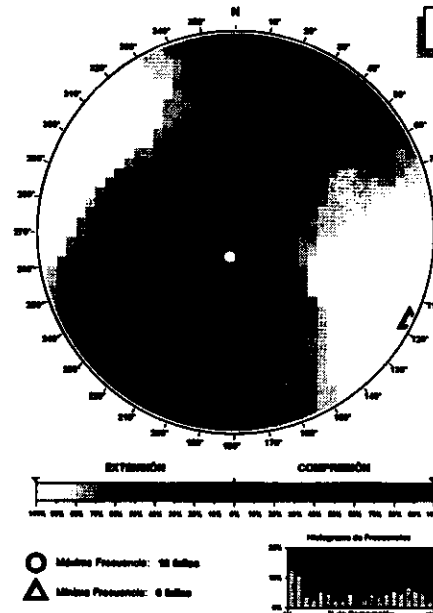
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 20° ± 6.10°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



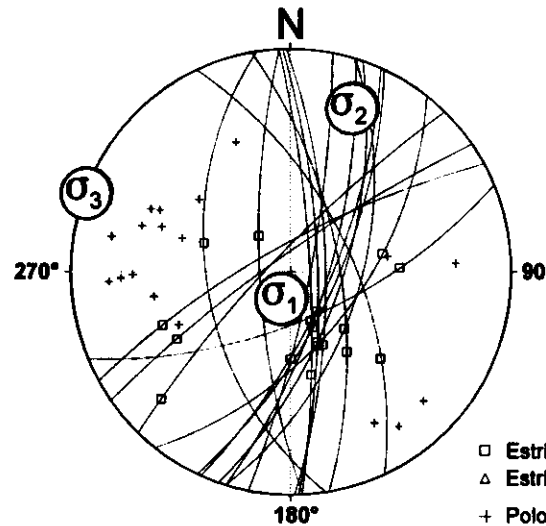
Parámetros Globales
K: 4.3442 Buzamiento: 89° ± 109°
PIR: 38.05° Cabeceo: 52° ± 115°

Diedros Rectos



Estación: HIRUELAN
Coordenadas U.T.M.
X: 550600
Y: 4509200
Z: 800
Edad de los materiales:
Paleoceno-Eoceno

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 76/198°
 σ_2 13/021°
 σ_3 00/291°

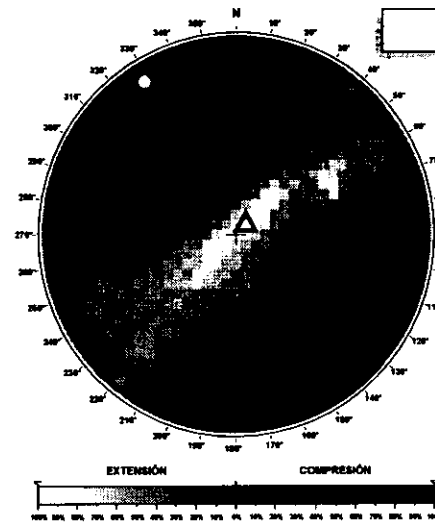
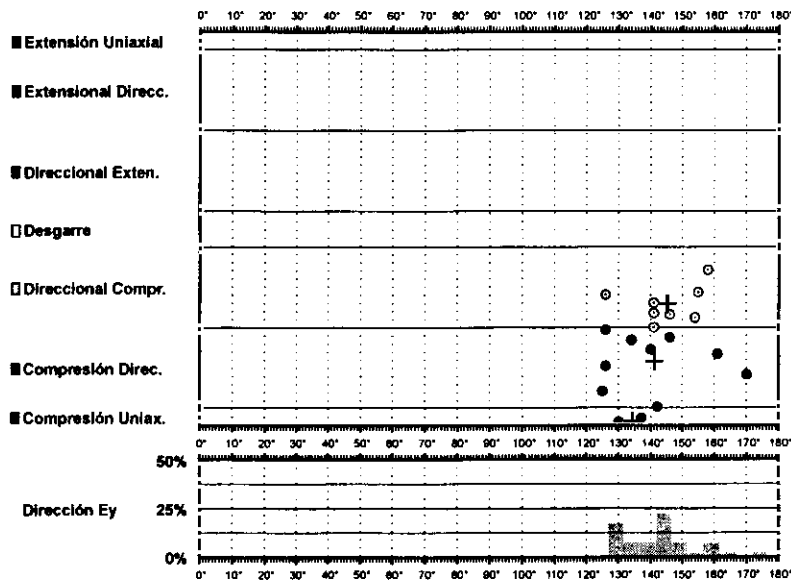
$R = 0.62$
 $\mu = 0.5$

F.E. = 18 (38)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -HIRUELAI-

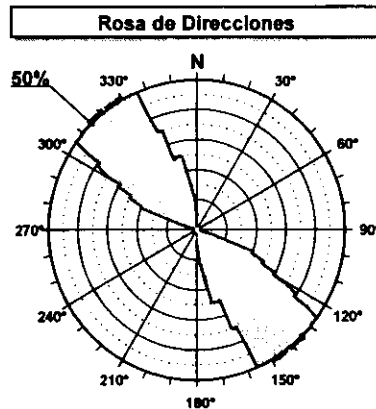
Cifras



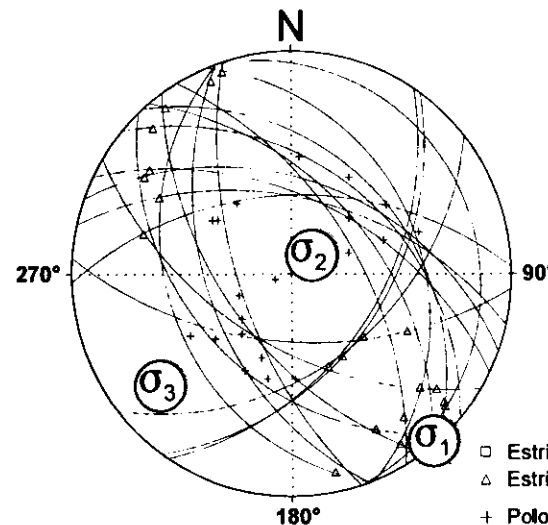
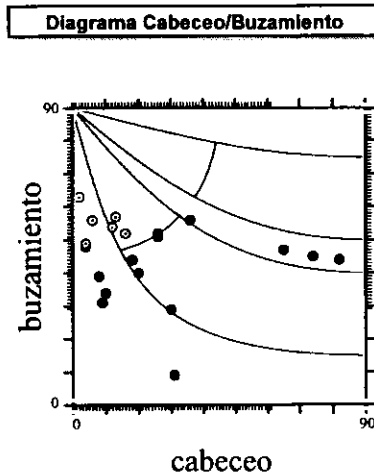
Estación: HIRUELAI
Coordenadas U.T.M.
X: 550600
Y: 4509200
Z: 800
Edad de los materiales:
Paleoceno-Eoceno



Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 142° ± 7,85°



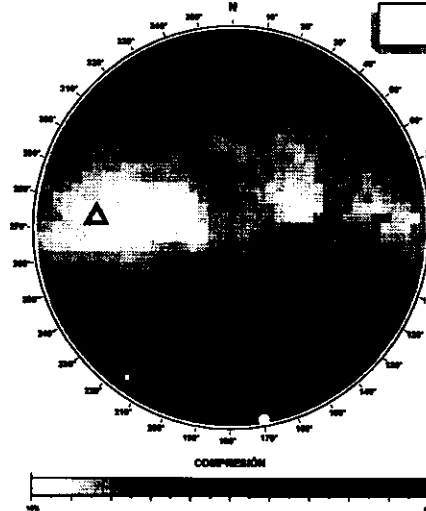
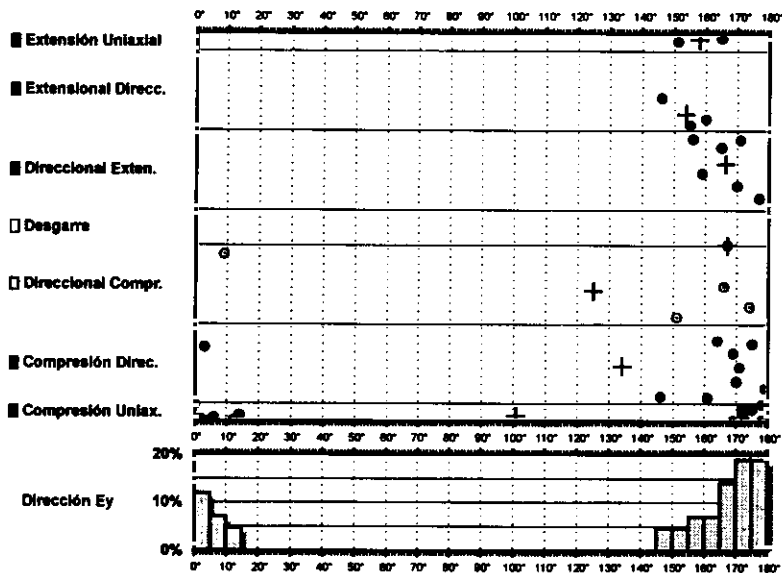
σ_1 00/139°
 σ_2 75/049°
 σ_3 14/230°

$R = 0.01$
 $\mu = 0.8$

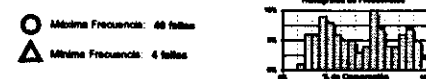
F.E. = 16 (38)

□ Estria normal
△ Estria inversa
+ Polo Falla

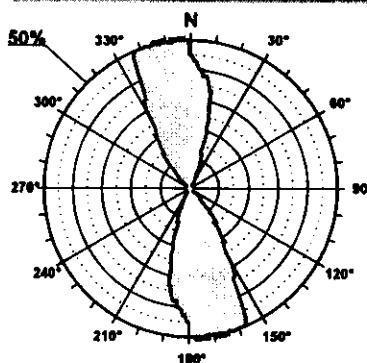
Modelo de Deslizamiento -LEGUA1-



Estación: LEGUA1
 Coordenadas U.T.M.
 X: 541200
 Y: 4510250
 Z: 930
 Edad de los materiales:
 Paleoceno-Eoceno

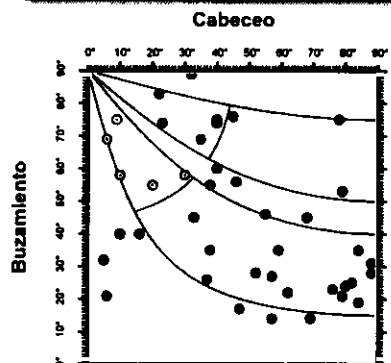


Rosa de Direcciones



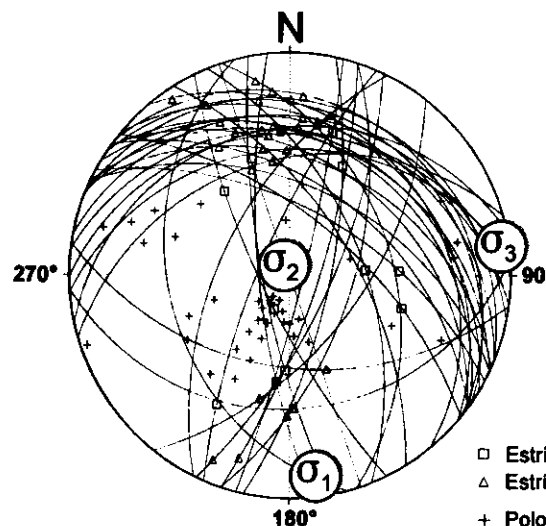
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 18°
 DEYM: 171° ± 7.17°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
 K': 2.0064
 PHI: -18.54°
 Buzamiento: 48° ± 21°
 Cabeceo: 46° ± 22°

Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992)



σ_1 05/172°
 σ_2 84/340°
 σ_3 01/082°

$R = 0.14$
 $\mu = 0.9$

F.E. = 34 (70)

Modelo de Deslizamiento · LEGUA2 ·

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

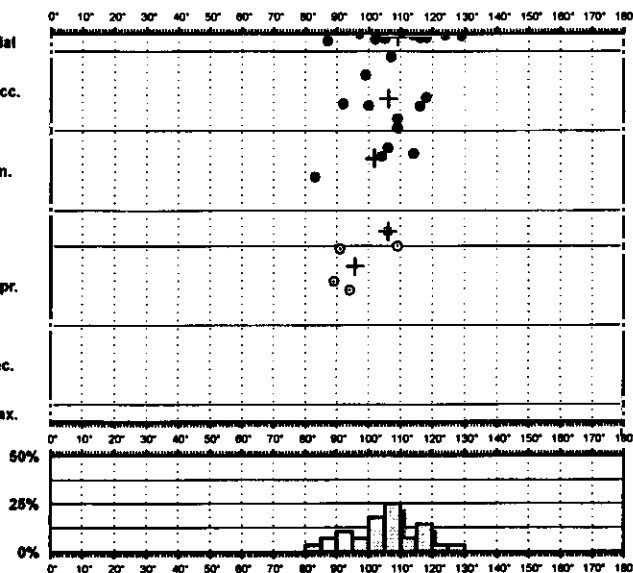
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

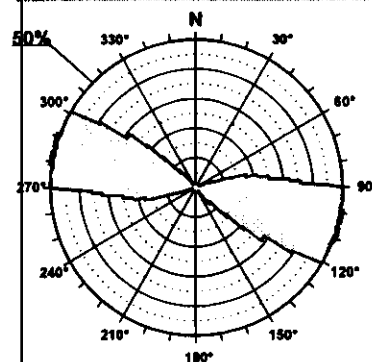
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

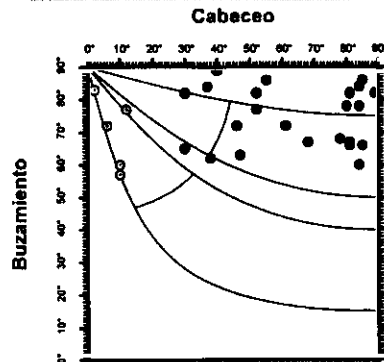


Rosa de Direcciones



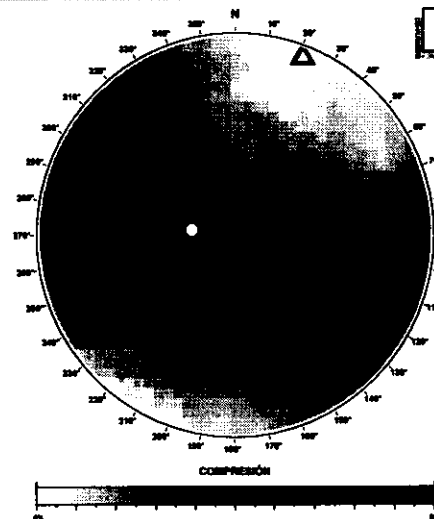
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEV: 106° ± 6.92°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K': -13.3313 Buzamiento: 74° ± 09°
PHI: 60.97° Cabeceo: 64° ± 28°

Diedros Rectos



○ Máxima Frecuencia: 27 fallas
△ Mínima Frecuencia: 6 fallas



Estación: LEGUA1
Coordenadas U.T.M.

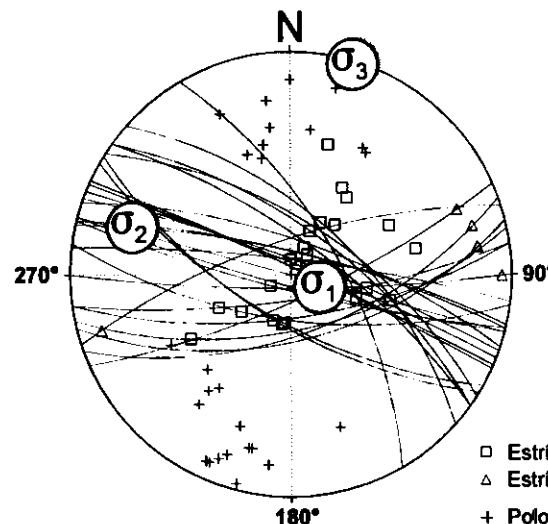
X: 541200

Y: 4510250

Z: 930

Edad de los materiales:
Paleoceno-Eoceno

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 73/110°

σ_2 16/287°

σ_3 00/017°

$R = 0.64$
 $\mu = 0.7$

F.E. = 25 (70)

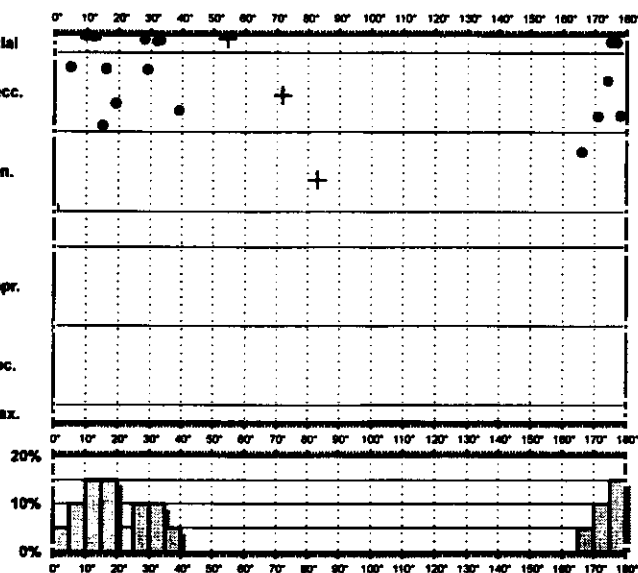
□ Estría normal

△ Estría inversa

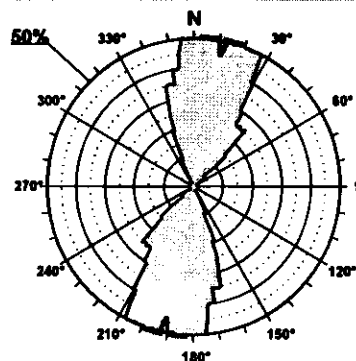
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -SMARTIN1-

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

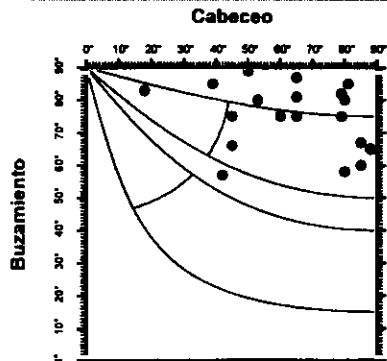


Rosa de Direcciones



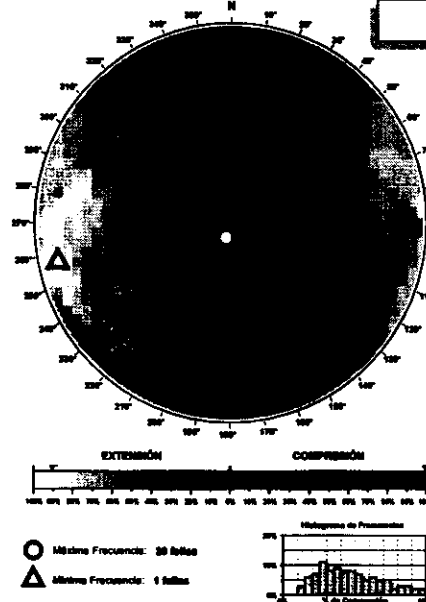
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 16°
DEYM: 11° ± 8.52°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



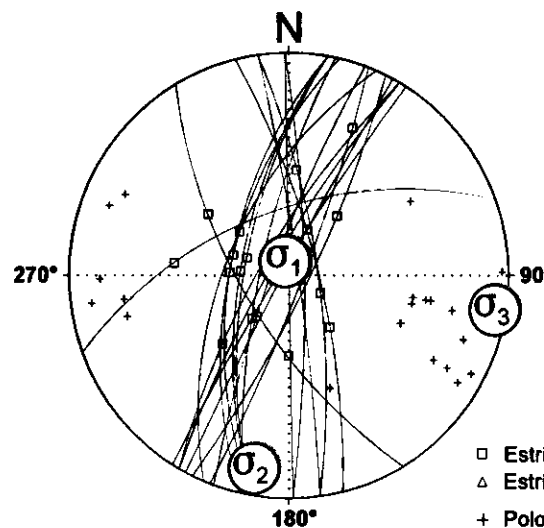
Parámetros Globales
K: 1.7821
PHI: 54.61°
Buzamiento: 74° ± 10°
Cabeceo: 64° ± 19°

Diedros Rectos



Estación: SMARTIN1
Coordenadas U.T.M.
X: 536650
Y: 4506600
Z: 770
Edad de los materiales:
Mioceno Inferior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 82/351°
 σ_2 07/190°
 σ_3 02/099°

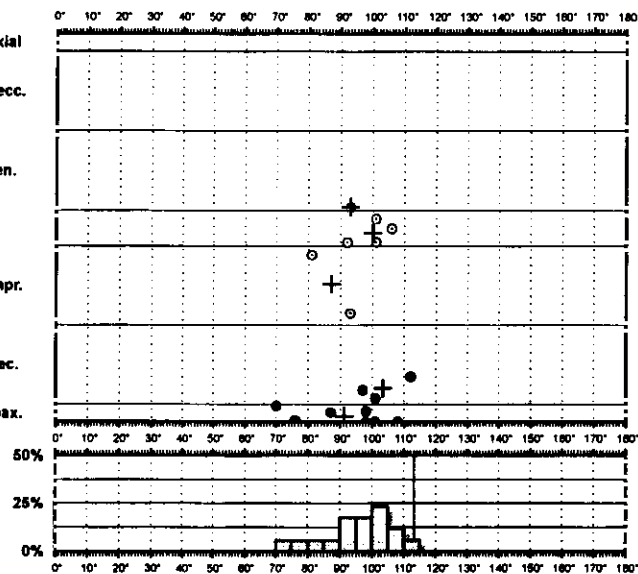
$R = 0.34$
 $\mu = 0.8$

F.E. = 16 (37)

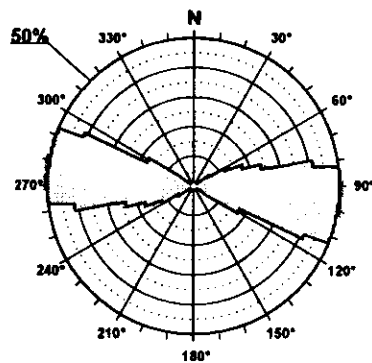
Modelo de Deslizamiento ·SMARTIN2·

Optima

- ☒ Extensión Uniaxial
- ☒ Extensional Direcc.
- ☒ Direccional Exten.
- ☐ Desgarre
- ☐ Direccional Compr.
- ☒ Compresión Direc.
- ☒ Compresión Uniax.

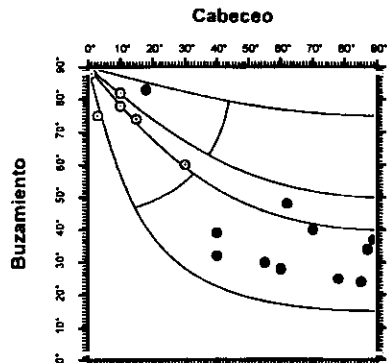


Rosa de Direcciones



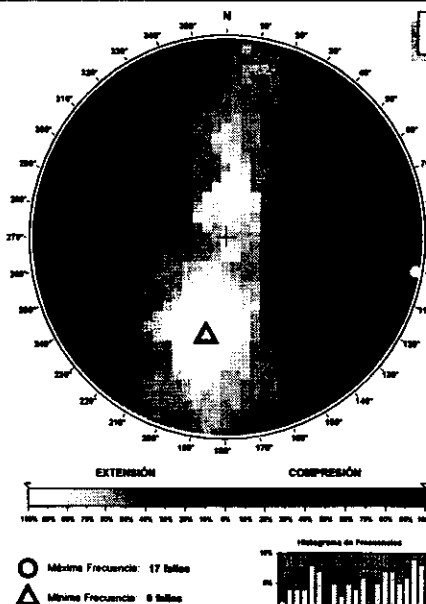
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DETM: 95° ± 6.92°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



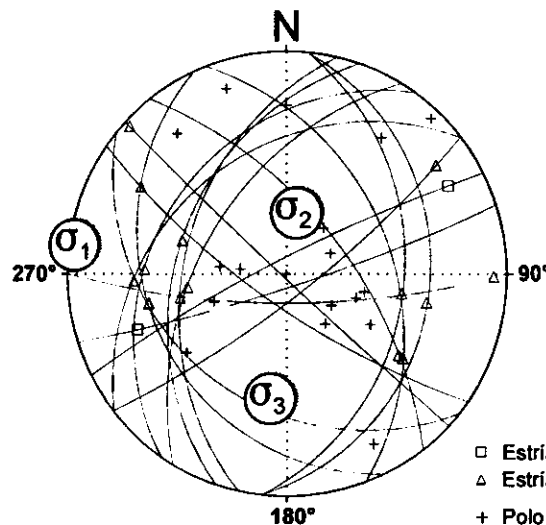
Parámetros Globales
 K: -34.8733 Buzamiento: 52° ± 23°
 PHI: -06.72° Cabeceo: 44° ± 30°

Diedros Rectos



Estación: SMARTIN2
 Coordenadas U.T.M.
 X: 536550
 Y: 4510850
 Z: 770
 Edad de los materiales:
 Mioceno Inferior

Inversión de Esfuerzos
 (Reches *et al.*, 1992)



- ☐ Estría normal
- ☐ Estría inversa
- ☐ Polo Faja

σ_1 01/278°
 σ_2 58/011°
 σ_3 31/187°

R = 0.03
 $\mu = 0.4$

F.E. = 17 (37)

Modelo de Deslizamiento ·SOLANA1·

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

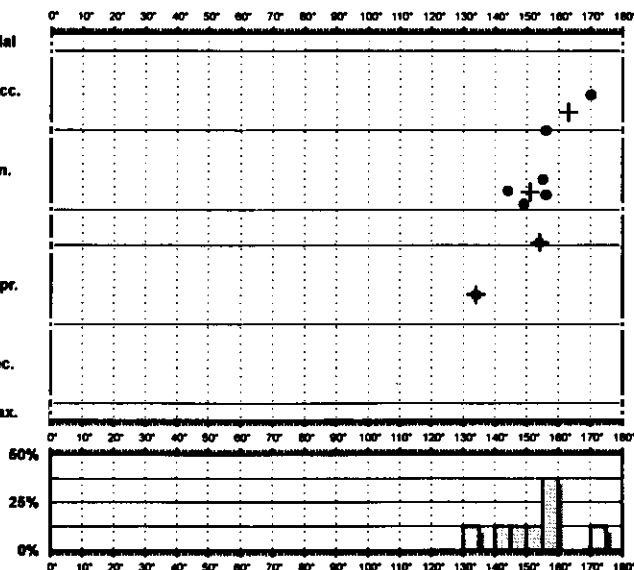
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

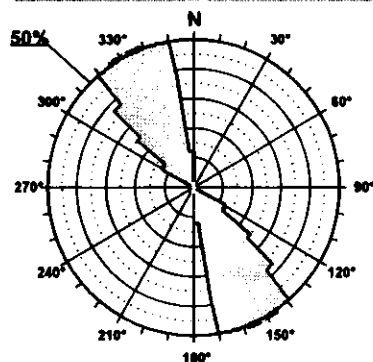
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

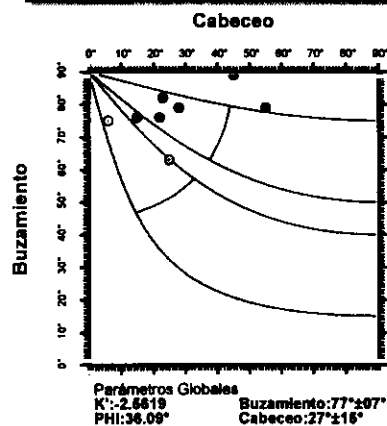


Rosa de Direcciones

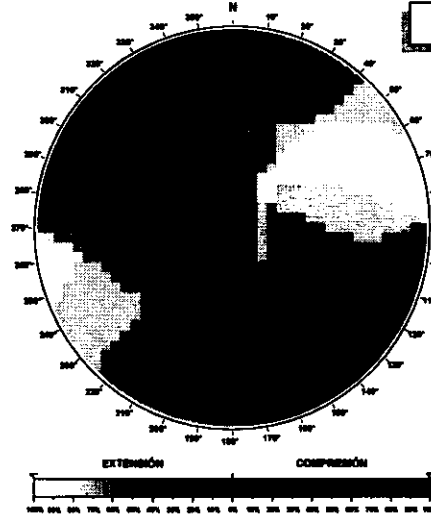


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 162° ± 6.80°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos

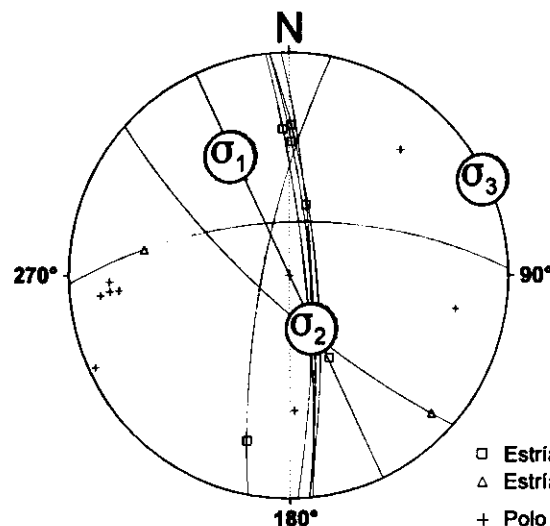


○ Máxima Frecuencia: 8 fallas
△ Mínima Frecuencia: 8 fallas



Estación: SOLANA1
Coordenadas U.T.M.
X: 538700
Y: 4499700
Z: 970
Edad de los materiales:
Mioceno Medio-Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 28/334°
 σ_2 61/156°
 σ_3 00/064°

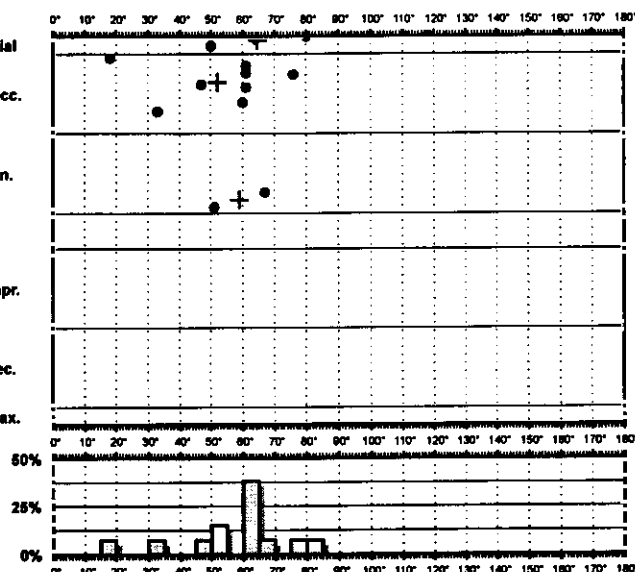
$R = 0.68$
 $\mu = 0.4$

F.E. = 7 (21)

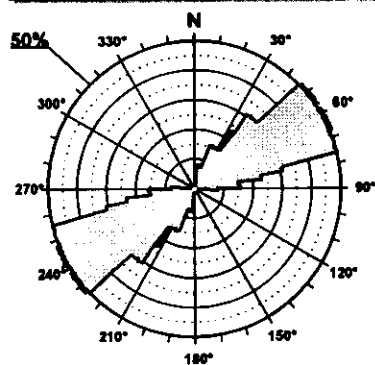
□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento · SOLANA2 ·

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

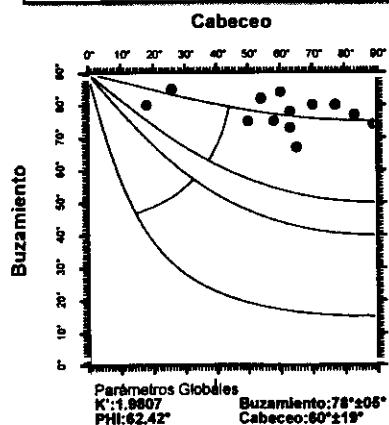


Rosa de Direcciones



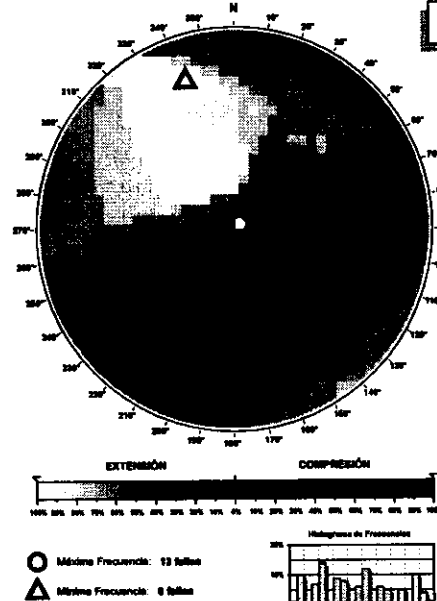
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 57° ± 10.77°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



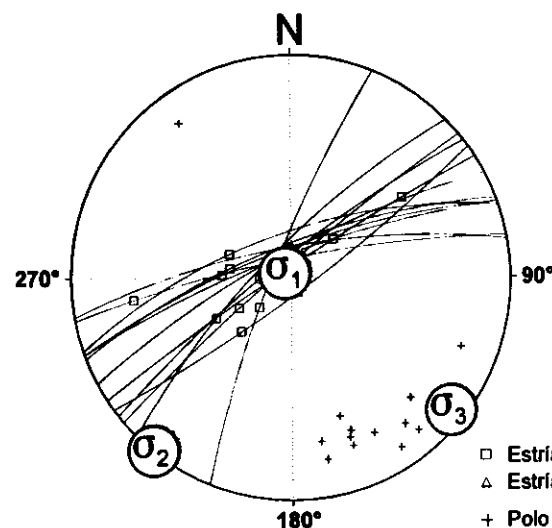
Parámetros Globales
 K: 1.9807 Buzamiento: 78° ± 05°
 PHI: 52.42° Cabeceo: 60° ± 19°

Diedros Rectos



Estación: SOLANA2
 Coordenadas U.T.M.
 X: 538700
 Y: 4499700
 Z: 970
 Edad de los materiales:
 Mioceno Medio-Superior

Inversión de Esfuerzos
 (Reches *et al.*, 1992)



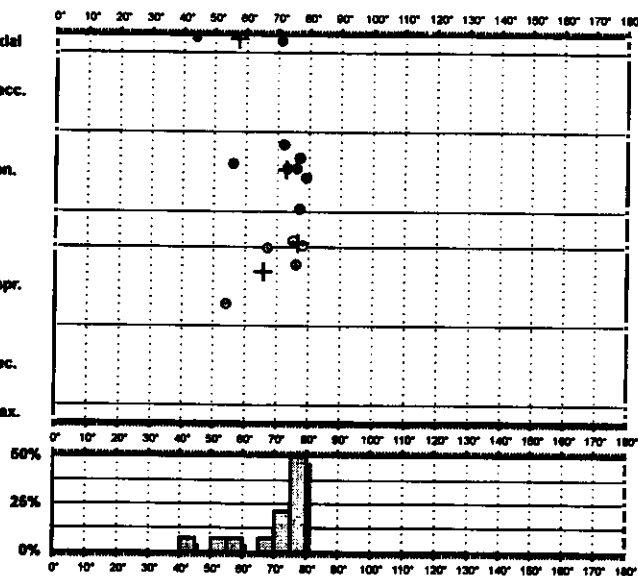
σ_1 86/321°
 σ_2 00/219°
 σ_3 03/129°

$R = 0.07$
 $\mu = 1.2$
 F.E. = 9 (21)

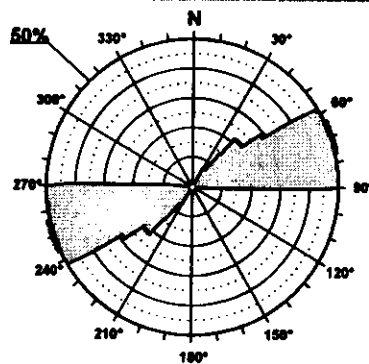
- Estría normal
- △ Estría inversa
- + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -VIADUCQ1-

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarra
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

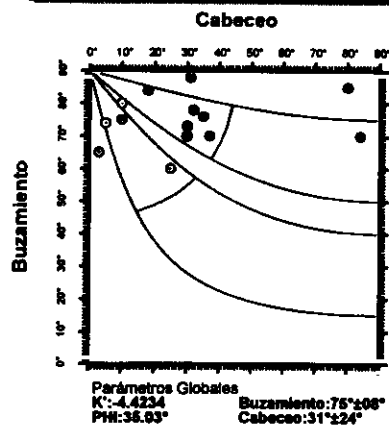


Rosa de Direcciones



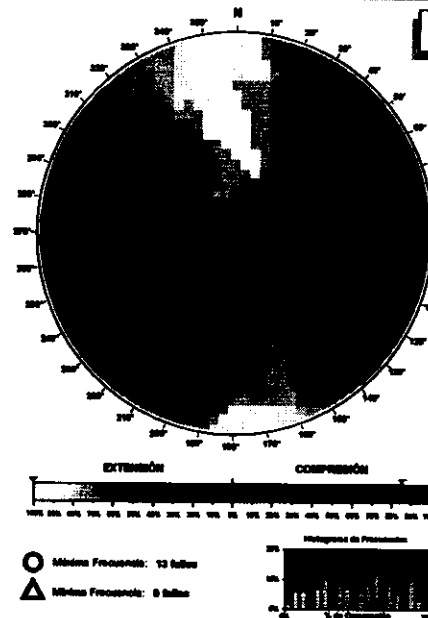
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEM: 70° ± 6.64°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



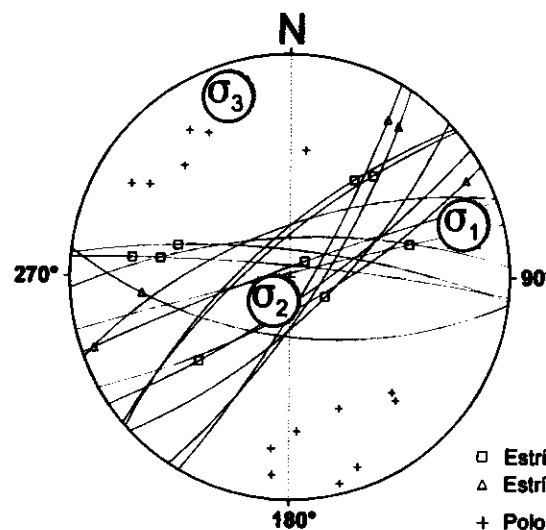
Parámetros Globales
 K: 4.4234
 PHI: 35.93°
 Buzamiento: 75° ± 08°
 Cabeceo: 31° ± 24°

Diedros Rectos



Estación: VIADUCQ1
 Coordenadas U.T.M.
 X: 523150
 Y: 4494400
 Z: 735
 Edad de los materiales:
 Cuaternario

Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992)



σ_1 10/075°
 σ_2 76/213°
 σ_3 08/341°

$R = 0.72$
 $\mu = 0.5$

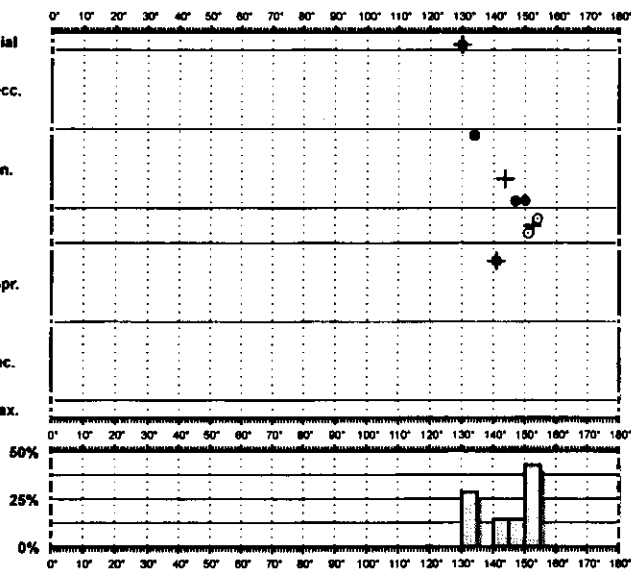
F.E. = 10 (21)

- Estría normal
- △ Estría inversa
- + Polo Falla

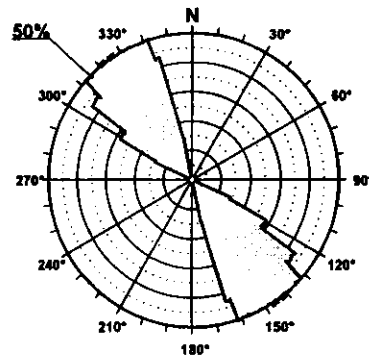
Modelo de Deslizamiento VIADUCQ2

© 1990

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

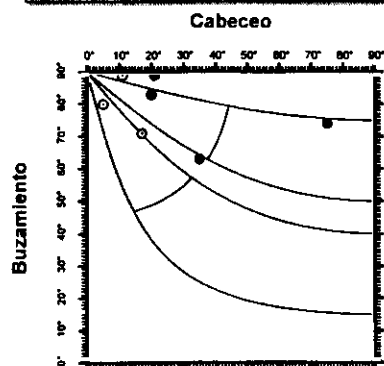


Mapa de Direcciones



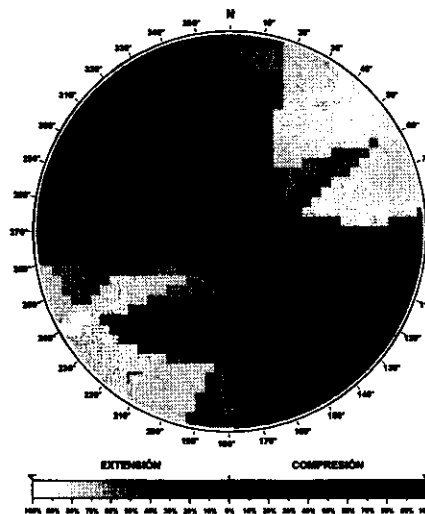
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 144° ± 4,01°

Mapa de Buzamiento

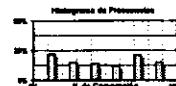


Parámetros Globales
K: 6,7488 Buzamiento: 78° ± 09°
PH: 38,26° Cabeceo: 28° ± 22°

Diedros Rectos

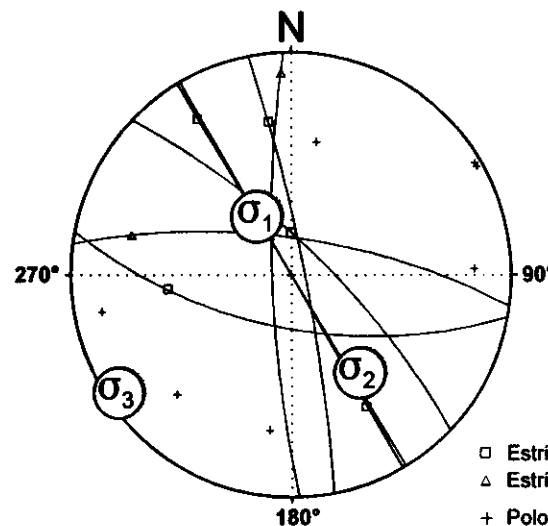


○ Mínima Frecuencia: 7 fallas
△ Mínima Frecuencia: 9 fallas



Estación: VIADUCQ2
Coordenadas U.T.M.
X: 523150
Y: 4494400
Z: 735
Edad de los materiales:
Cuaternario

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



- Estría normal
- △ Estría inversa
- + Polo Falla

σ_1 56/331°
 σ_2 33/144°
 σ_3 03/236°

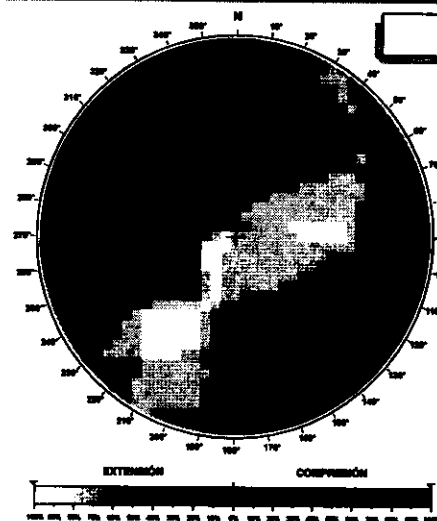
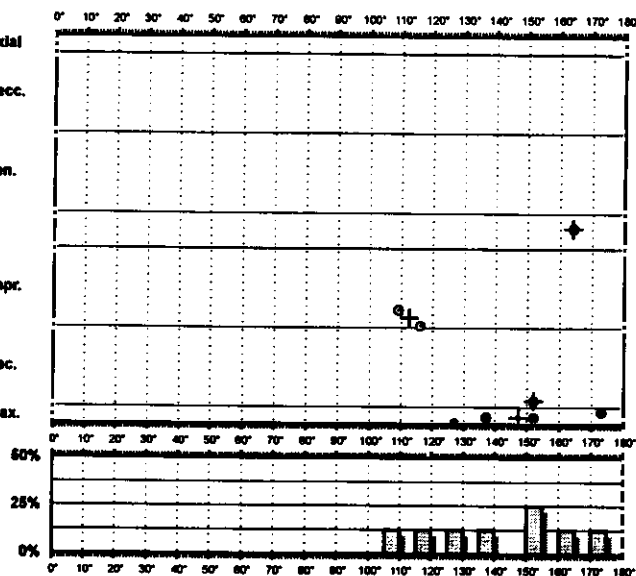
$R = 0.40$
 $\mu = 0.5$

F.E. = 7 (21)

Modelo de Deslizamiento ·alocen1·

Dratos

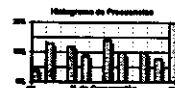
- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.



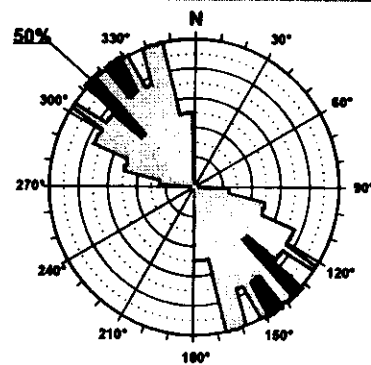
Diedros Rectos

Estación: ALOCEN1
Coordenadas U.T.M.
X: 521300
Y: 4488700
Z: 920
Edad de los materiales:
Mioceno Inferior

○ Máxima Frecuencia: 8 fallas
△ Mínima Frecuencia: 8 fallas

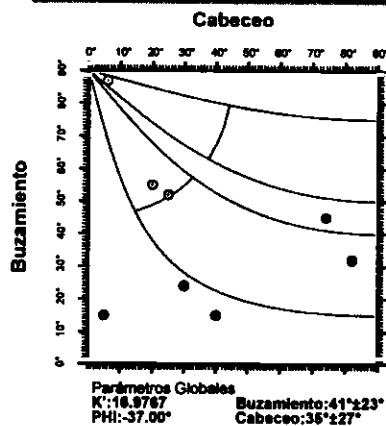


Rosa de Direcciones



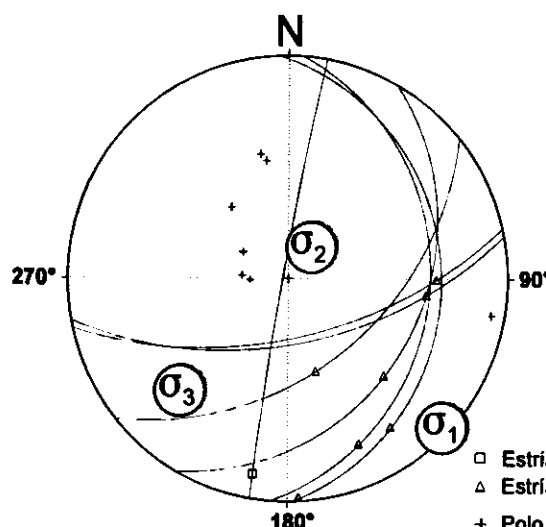
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 18°
DEYM: 141° ± 10.47°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K: 16.9767 Buzamiento: 41° ± 23°
PHI: -37.00° Cabeceo: 35° ± 27°

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 01/133°
 σ_2 69/038°
 σ_3 20/224°

R = 0.26
 μ = 0.4

F.E. = 7 (17)

- Estria normal
- △ Estria inversa
- + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·alocen2·

Cratoc

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

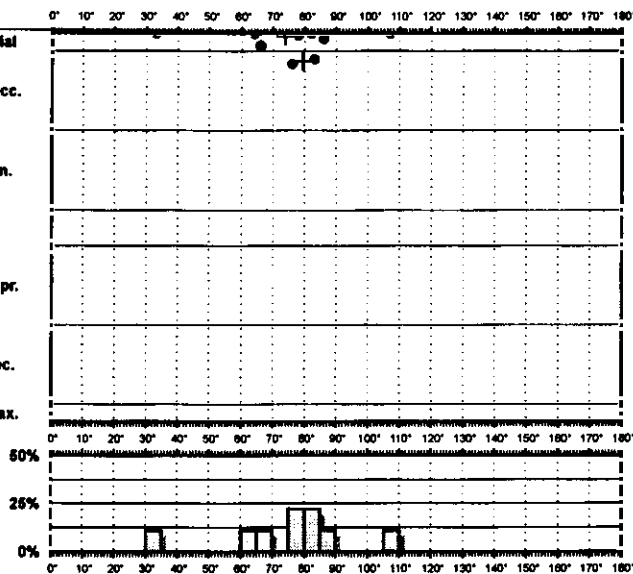
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

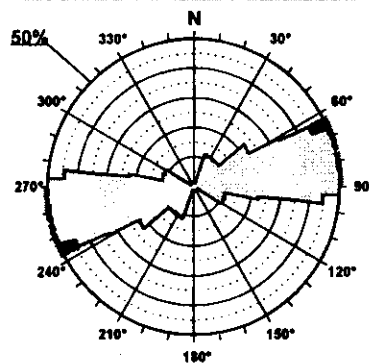
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

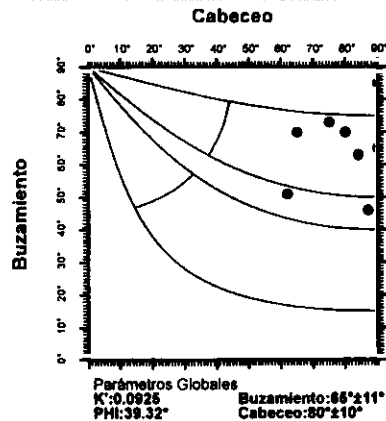


Rosa de Direcciones



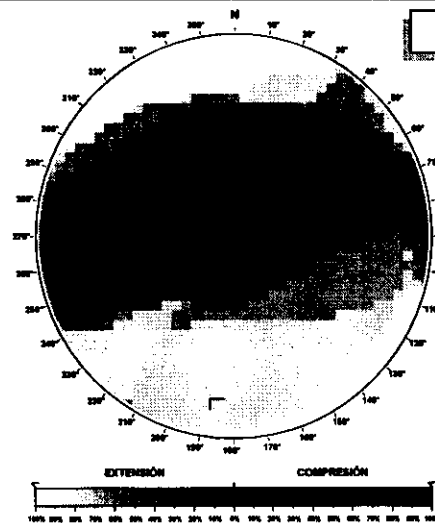
Valor Máximo de Escala: 60%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 76° ± 14.21°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

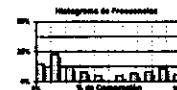


Parámetros Globales
K': 0.0926 Buzamiento: 86° ± 11°
Phi: 39.32° Cabeceo: 80° ± 10°

Diedros Rectos

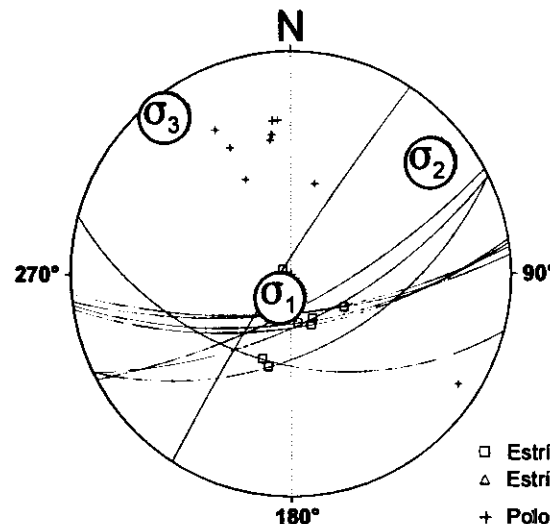


○ Máxima Frecuencia: 9 Salas
△ Mínima Frecuencia: 9 Salas



Estación: ALOCEN2
Coordenadas U.T.M.
X: 521300
Y: 4488700
Z: 920
Edad de los materiales:
Mioceno Inferior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 77/204°
 σ_2 11/052°
 σ_3 05/321°

R = 0.07
 $\mu = 0.76$

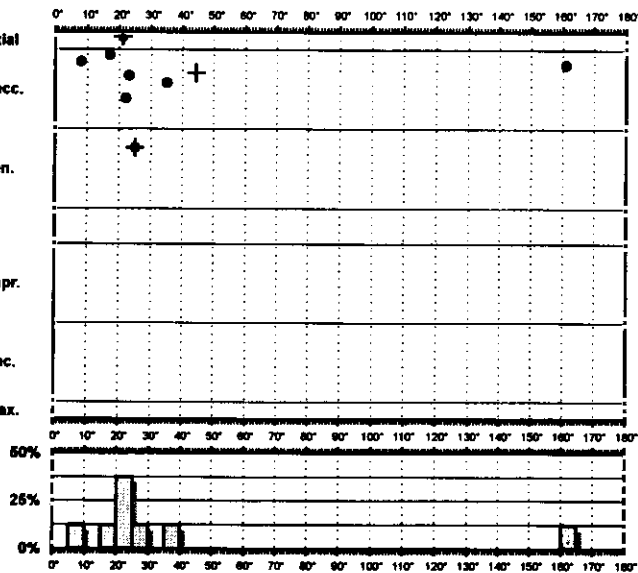
F.E. = 9 (17)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

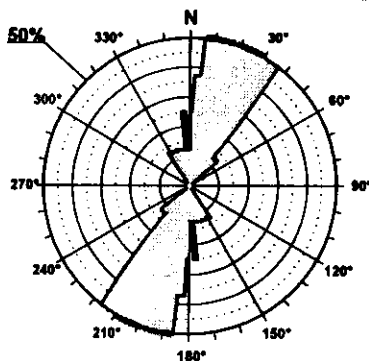
Modelo de Deslizamiento ·VIADN·

Gratex

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

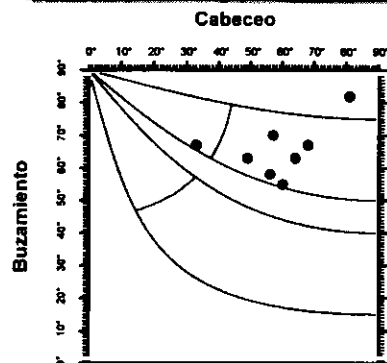


Rosa de Direcciones



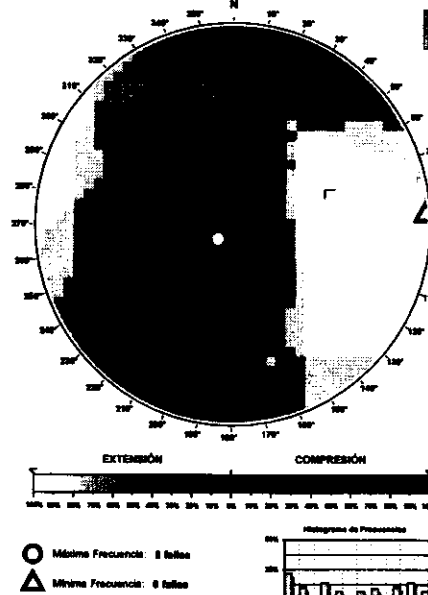
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 18° ± 11.82°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



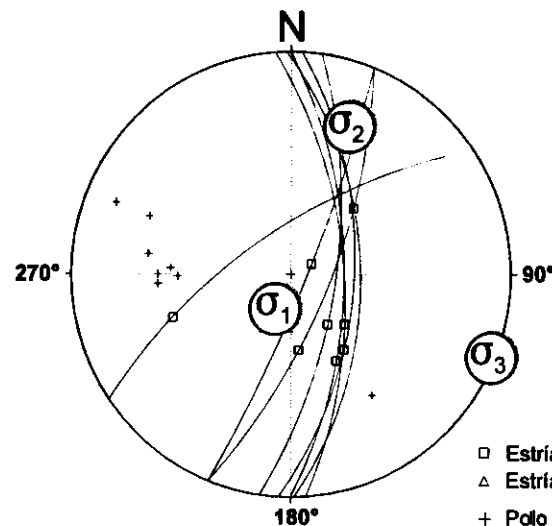
Parámetros Globales
K: 0.5933
PHI: 34.60°
Buzamiento: 58° ± 13°
Cabeceo: 59° ± 13°

Diedros Rectos



Estación: VIADN
Coordenadas U.T.M.
X: 523950
Y: 4494300
Z: 930
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 71/203°
 σ_2 18/022°
 σ_3 00/112°

R = 0.67
 $\mu = 1.1$

F.E. = 7 (14)

- Estría normal
- △ Estría inversa
- + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·VIADI·

Gráfico

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

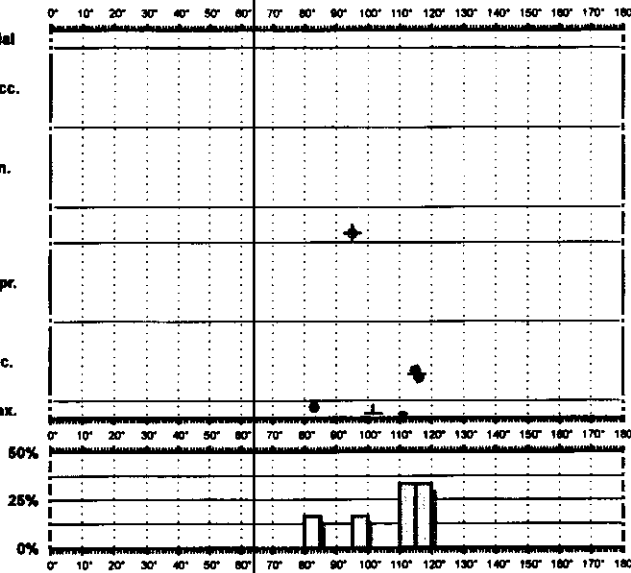
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

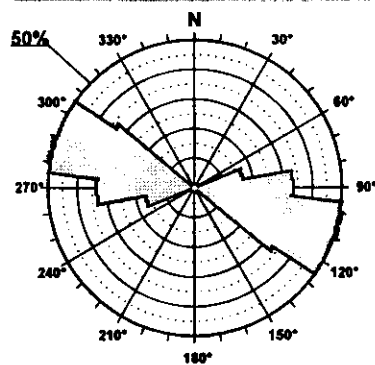
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

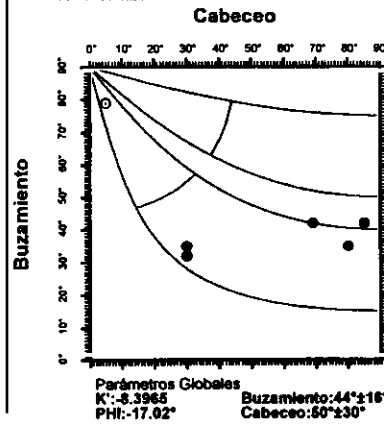


Rosa de Direcciones

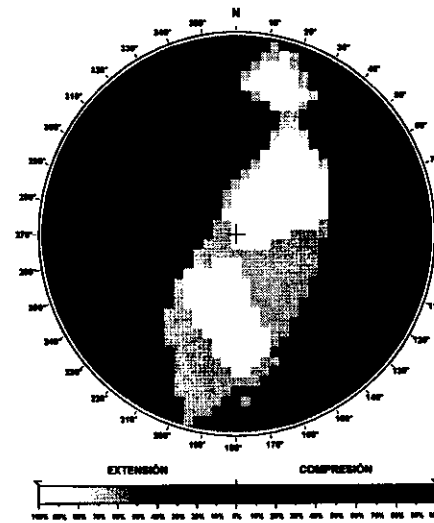


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 105° ± 6.24°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos

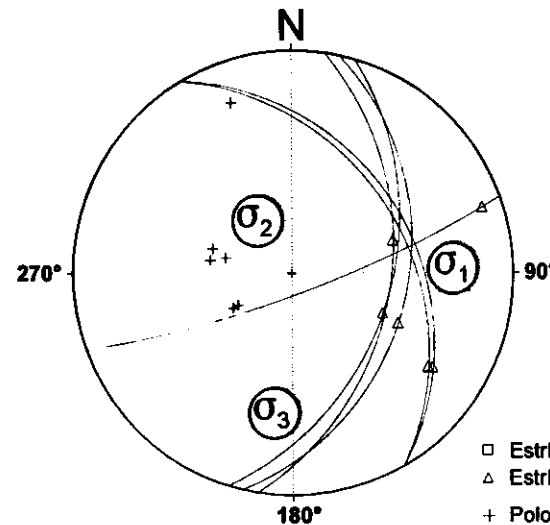


○ Máxima Frecuencia: 6 fallas
△ Mínima Frecuencia: 6 fallas



Estación: LEGUA1
Coordenadas U.T.M.
X: 541200
Y: 4510250
Z: 930
Edad de los materiales:
Paleoceno-Eoceno

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



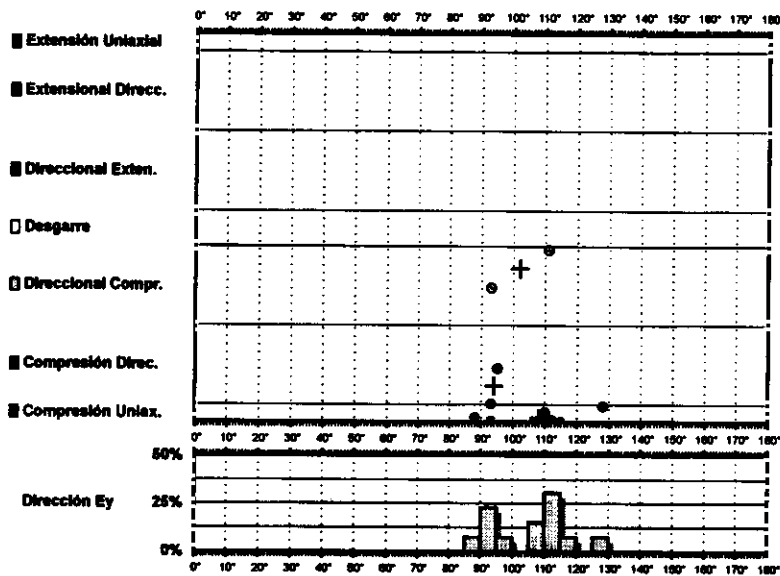
σ_1 17/088°
 σ_2 58/328°
 σ_3 25/187°

R = 0.22
 μ = 0.2

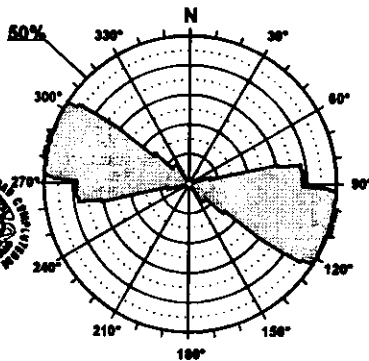
F.E. = 6 (14)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·BUENDIAI·

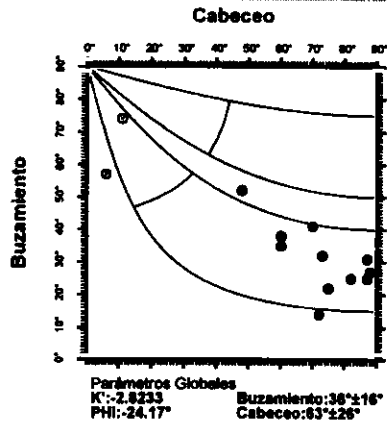


Rosa de Direcciones

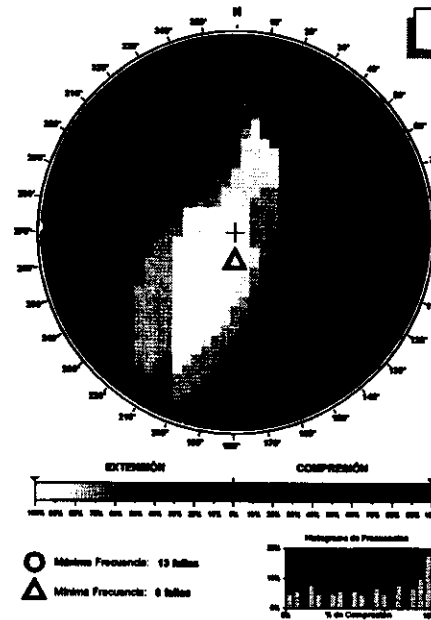


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 100° ± 6.7°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

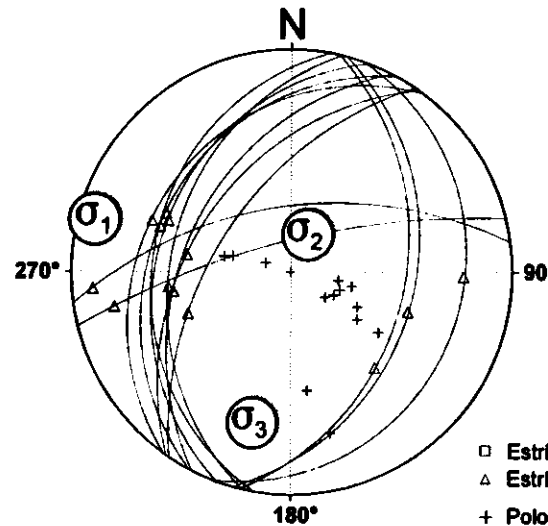


Diedros Rectos



Estación: BUENDIAI
Coordenadas U.T.M.
X: 518300
Y: 4472450
Z: 700
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



F.E. = 13 (33)

Modelo de Deslizamiento - BUENDIAN

Opal

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

□ Desgarre

□ Direccional Compr.

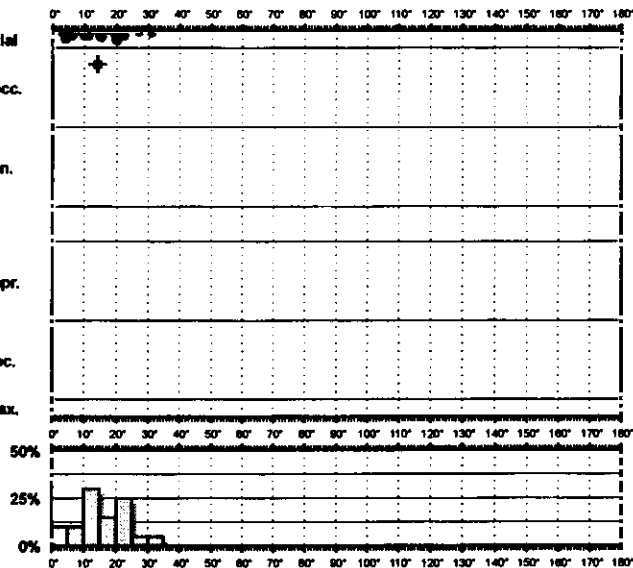
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

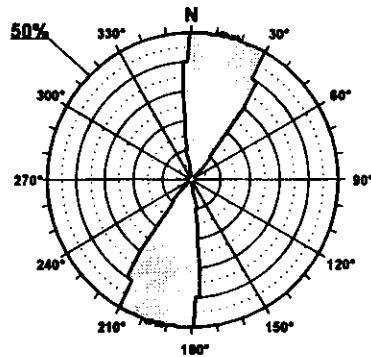
50%

Dirección Ey

0%



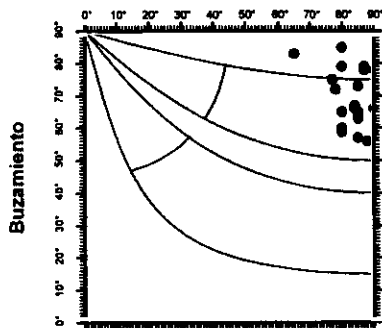
Rosa de Direcciones



Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 15° ± 4,15°

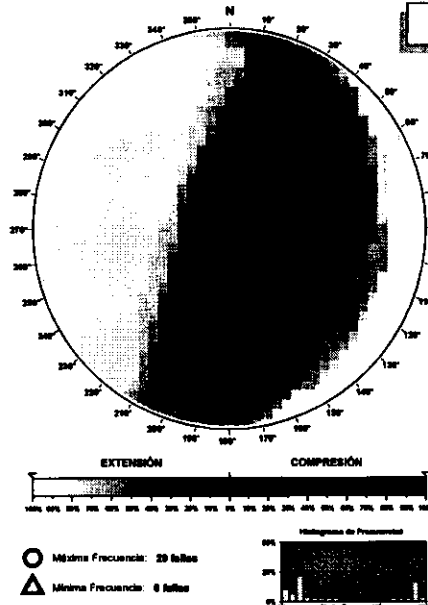
Diagrama Cabeceo/Buzamiento

Cabeceo



Parámetros Globales
K: 0,1146 Buzamiento: 70° ± 09°
PH: 49,64° Cabeceo: 83° ± 06°

Diedros Rectos



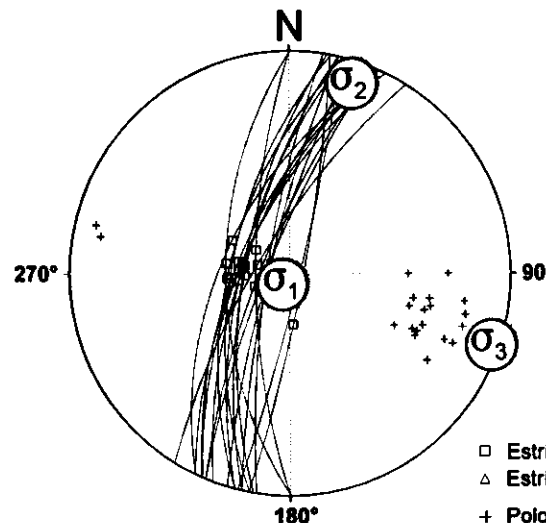
Estación: BUENDIAN
Coordenadas U.T.M.
X: 518300
Y: 4472450
Z: 700
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)

σ_1 84/210°
 σ_2 05/019°
 σ_3 01/109°

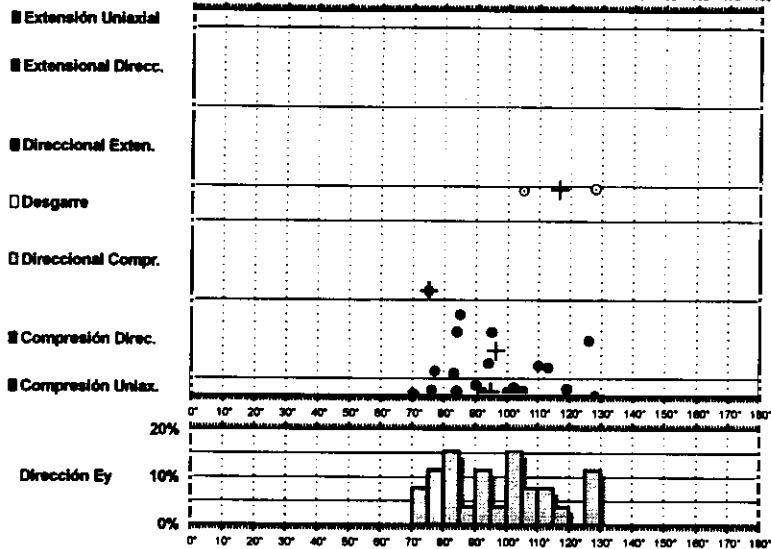
$R = 0.14$
 $\mu = 0.9$

F.E. = 20 (33)

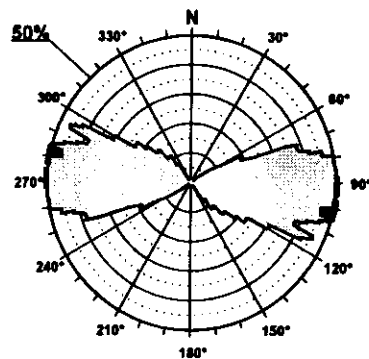


□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -PRIEGO1-

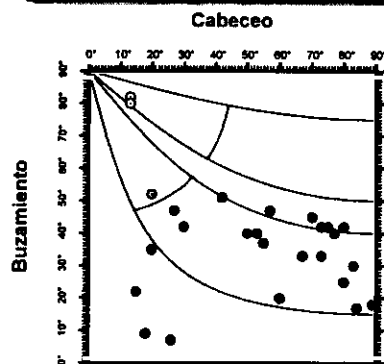


Rosa de Direcciones



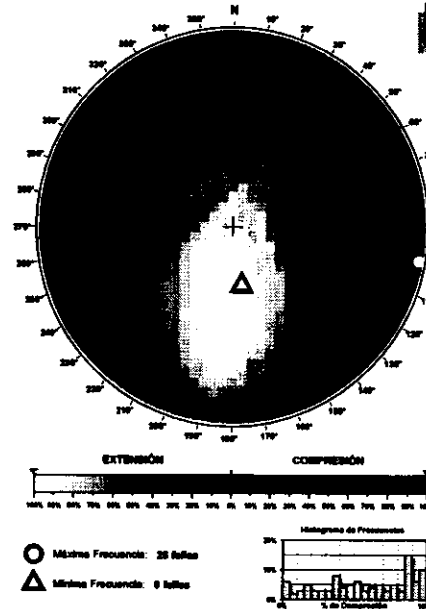
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 98° ± 9,43°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
 K: 1,9983
 PHI: -26,76°
 Buzamiento: 38° ± 17°
 Cabeceo: 52° ± 26°

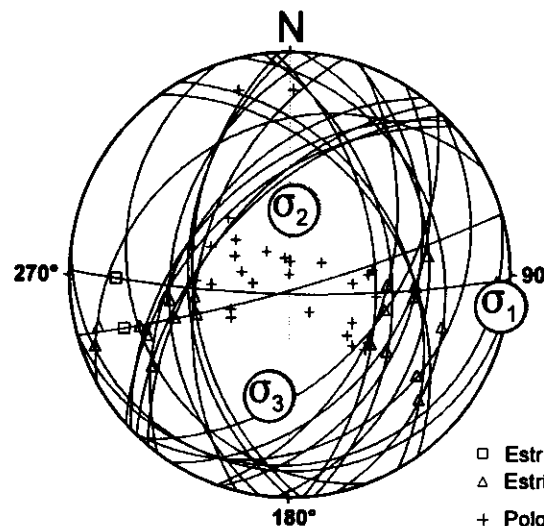
Diedros Rectos



Estación: ALOCEN1
 Coordenadas U.T.M.
 X: 560400
 Y: 4477700
 Z: 840

Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992)



σ_1 01/098°
 σ_2 57/005°
 σ_3 32/189°

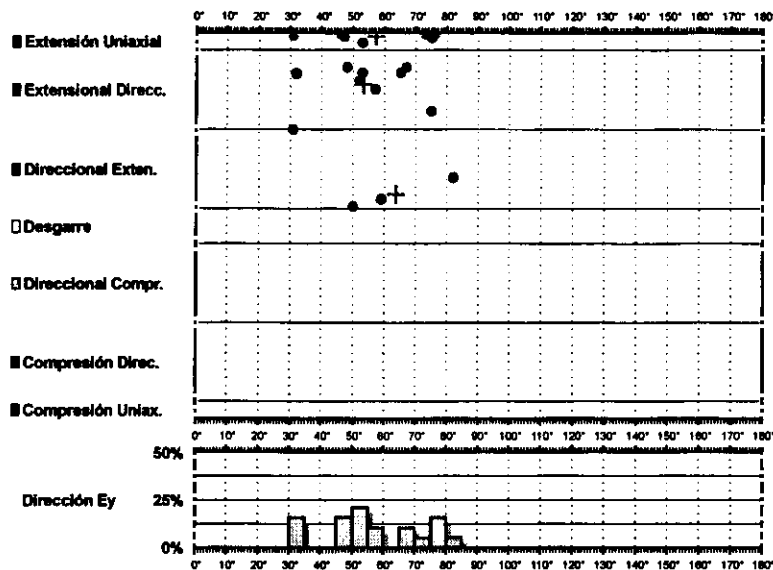
R = 0.16
 $\mu = 0.5$

F.E. = 26 (45)

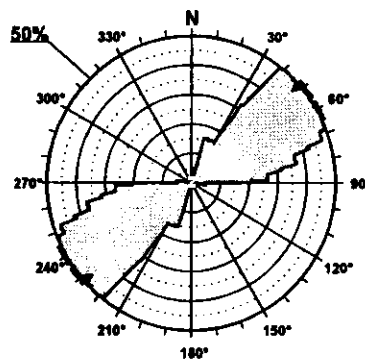
□ Estría normal
 △ Estría inversa
 + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -PRIEGO2-

Geotecnica

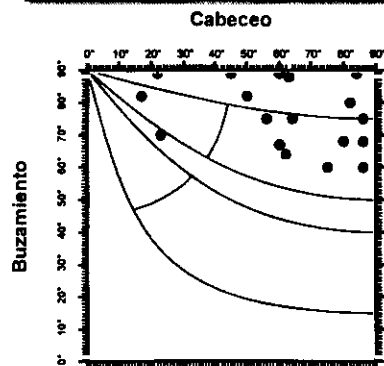


Rosa de Direcciones



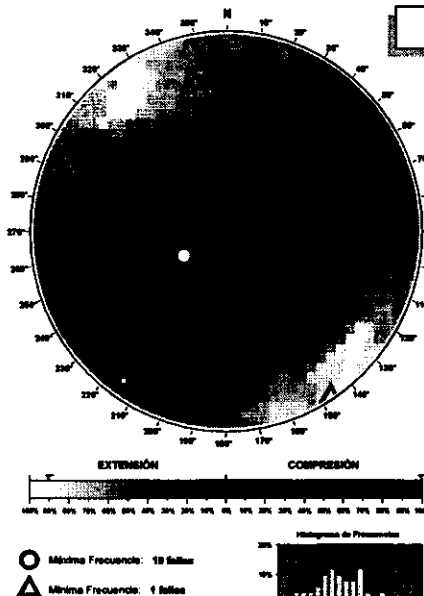
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 66° ± 8,63°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



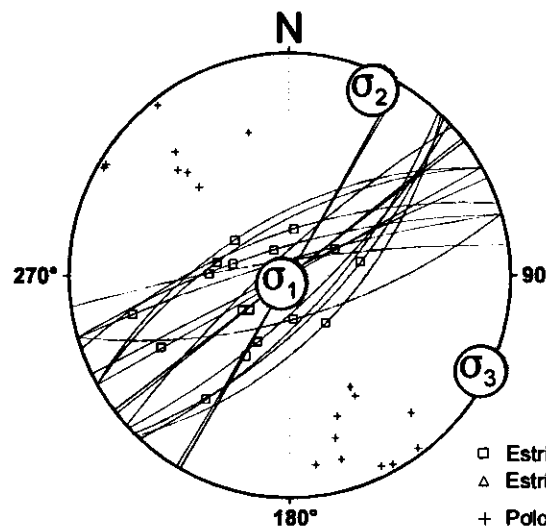
Parámetros Globales
 K: 2,1159 Buzamiento: 77° ± 10°
 PH: 60,43° Cabeceo: 61° ± 21°

Diedros Rectos



Estación: PRIEGO2
 Coordenadas U.T.M.
 X: 560400
 Y: 4477700
 Z: 840
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



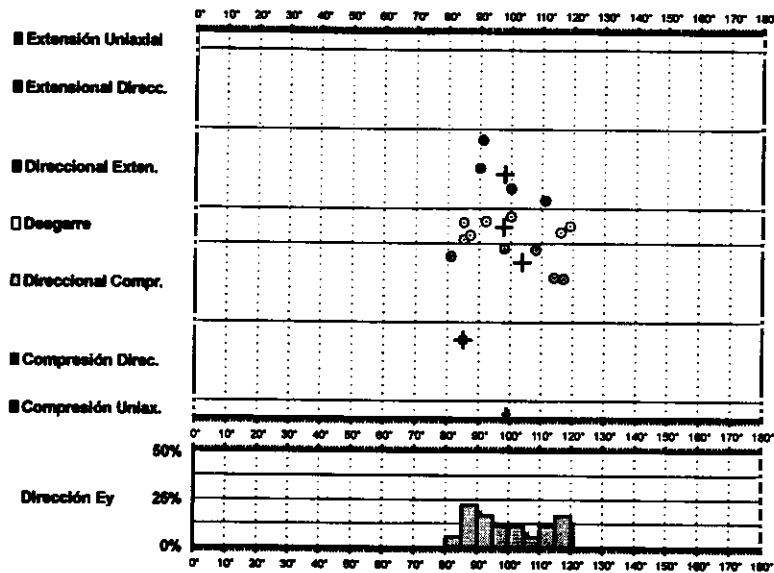
σ_1 85/223°
 σ_2 04/023°
 σ_3 01/116°

$R = 0.10$
 $\mu = 1.2$

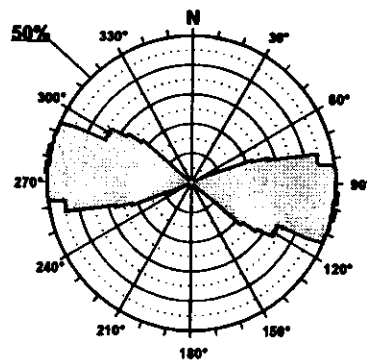
F.E. = 14 (45)

□ Estría normal
 △ Estría inversa
 + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento UCLES1

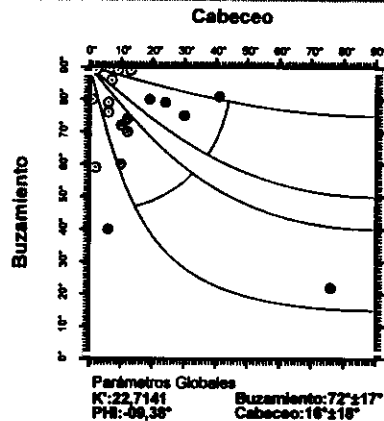


Rosa de Direcciones



Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 99° ± 6,46°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

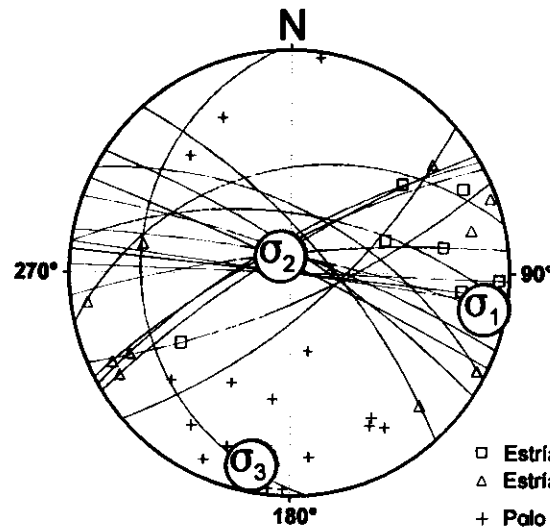


Diedros Rectos



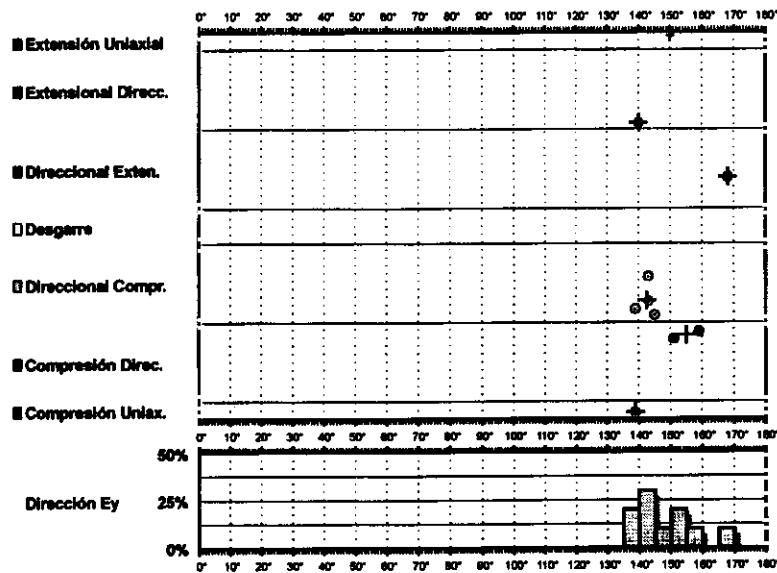
Estación: UCLES1
 Coordenadas U.T.M.
 X: 511350
 Y: 4426000
 Z: 855
 Edad de los materiales:
 Jurásico

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)

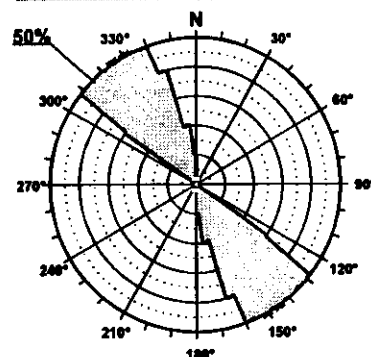


F.E. = 15 (28)

Modelo de Deslizamiento -UCLES2-

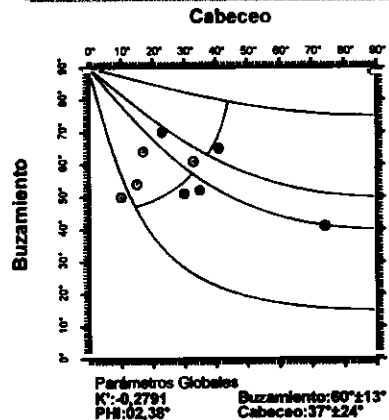


Rosa de Direcciones

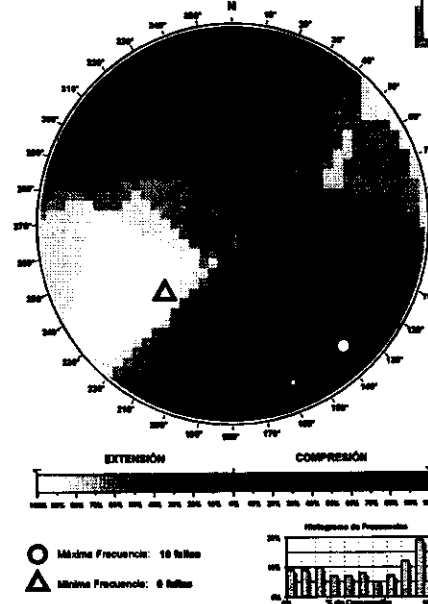


Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 148° ± 8,47°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

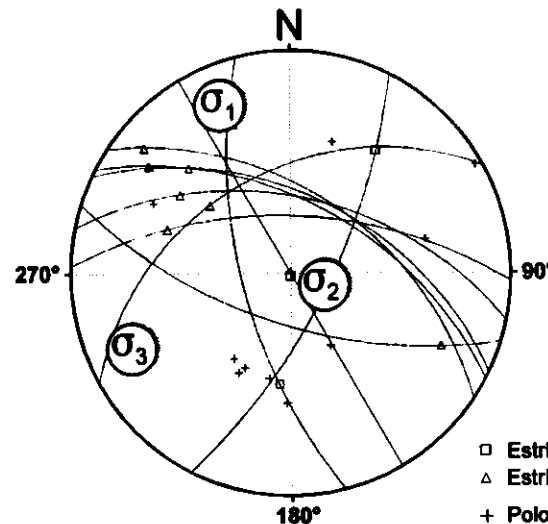


Diedros Rectos



Estación: UCLES2
 Coordenadas U.T.M.
 X: 511350
 Y: 4426000
 Z: 855
 Edad de los materiales:
 Jurásico

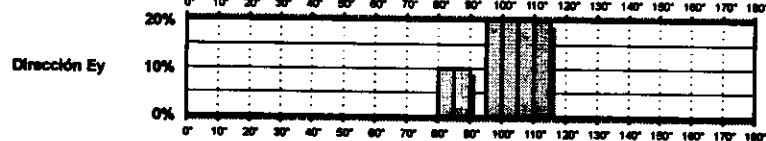
Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



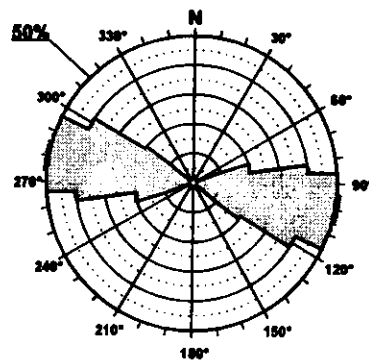
F.E. = 8 (28)

Modelo de Deslizamiento -ALBALAT1-

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

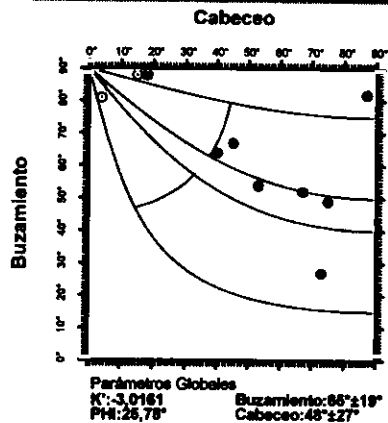


Rosa de Direcciones

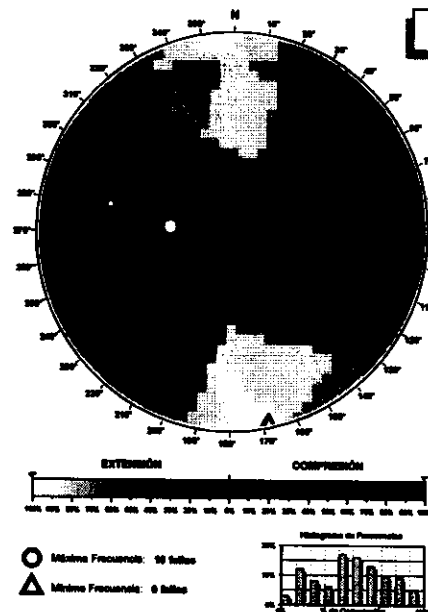


Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 100° ± 5,96°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

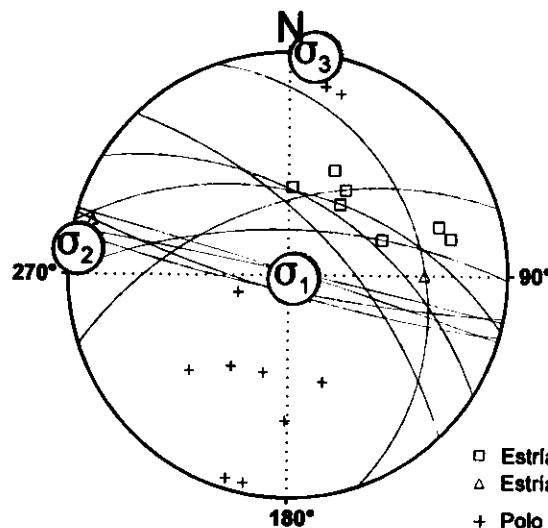


Diedros Rectos



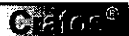
Estación: ALBALAT1
 Coordenadas U.T.M.
 X: 562050
 Y: 4471025
 Z: 950
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992)



F.E. = 7 (28)

Modelo de Deslizamiento ALBALAT2



■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

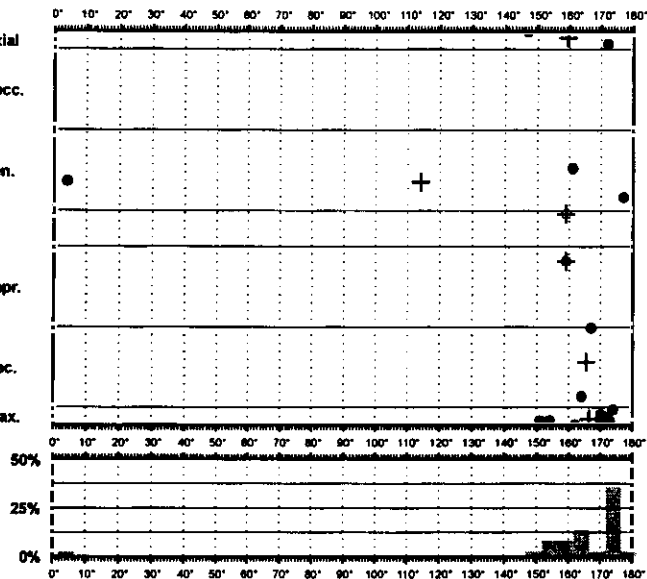
■ Direccional Exten.

□ Desgarre

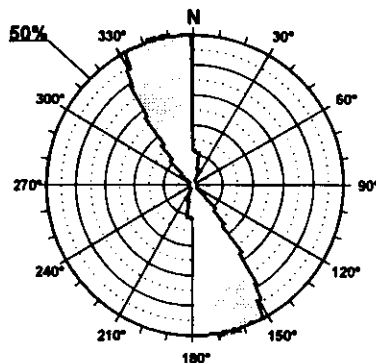
□ Direccional Compr.

■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.



Rosa de Direcciones

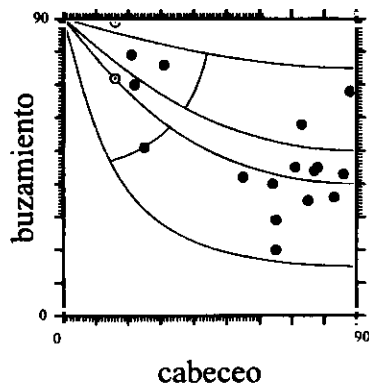


Valor Máximo de Escala: 50%

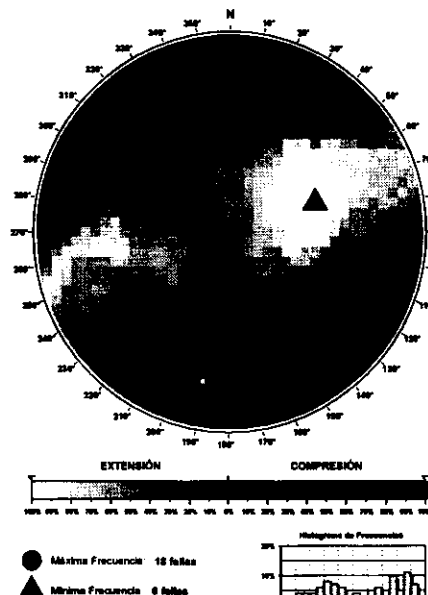
Angulo de Apertura: 15°

DEYM: 166° ± 5,16°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos



Estación: ALBALAT2

Coordenadas U.T.M.

X: 562050

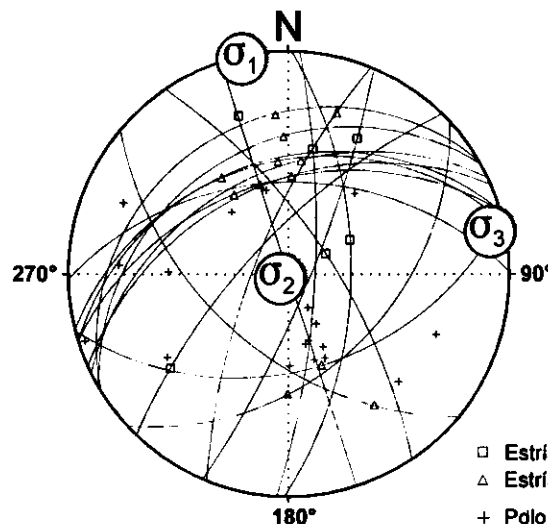
Y: 4471025

Z: 950

Edad de los materiales:

Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ₁ 00/348°

σ₂ 86/245°

σ₃ 03/078°

R = 0.17

μ = 0.5

F.E. = 15 (28)

□ Estría normal

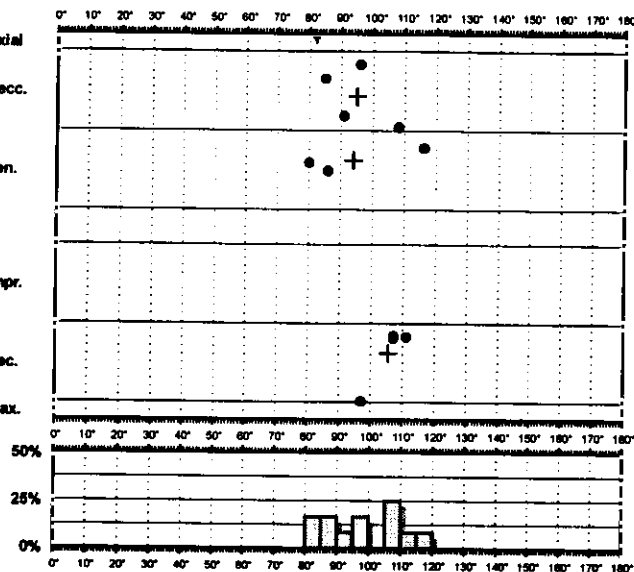
△ Estría inversa

+ Polo Falla

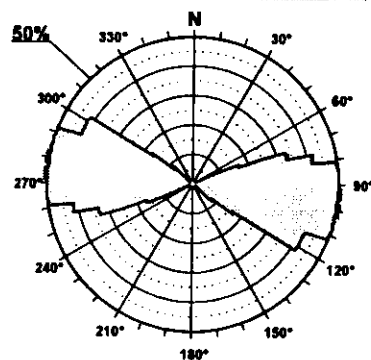
Modelo de Deslizamiento SPEDROA

0.100

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

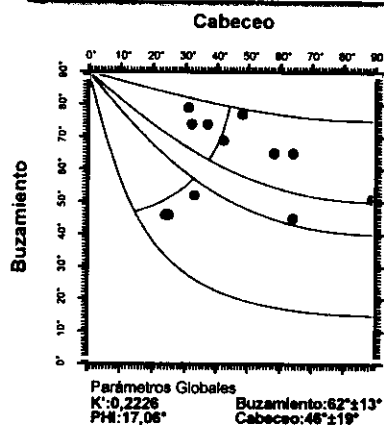


Rosa de Direcciones



Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 97° ± 5,75°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

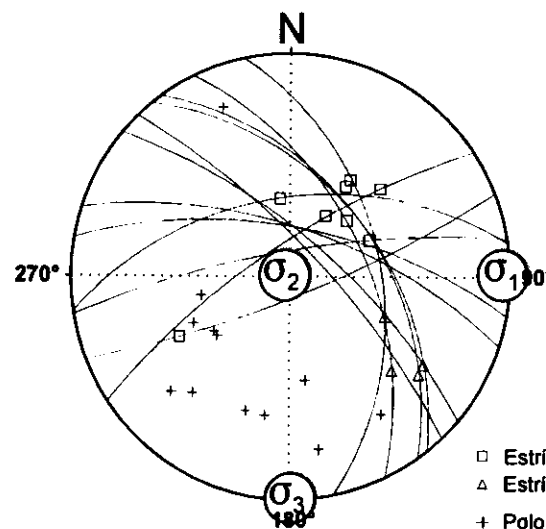


Diedros Rectos



Estación: SPEDROA
Coordenadas U.T.M.
X: 566400
Y: 4452250
Z: 920
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)

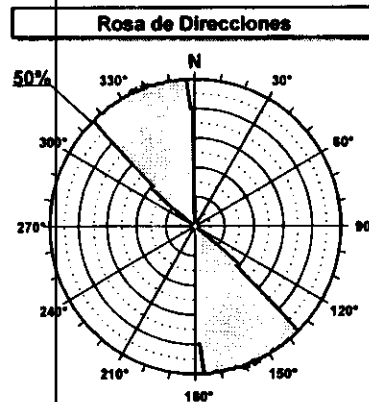
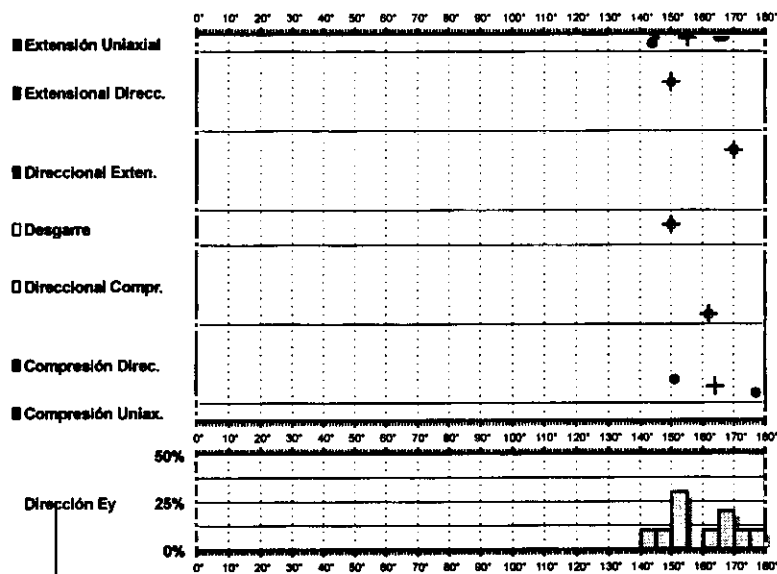


σ_1 01/089°
 σ_2 88/308°
 σ_3 00/179°

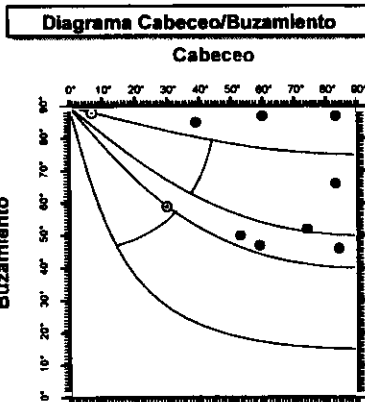
$R = 0.75$
 $\mu = 0.4$

F.E. = 11 (22)

Modelo de Deslizamiento - SPEDROG

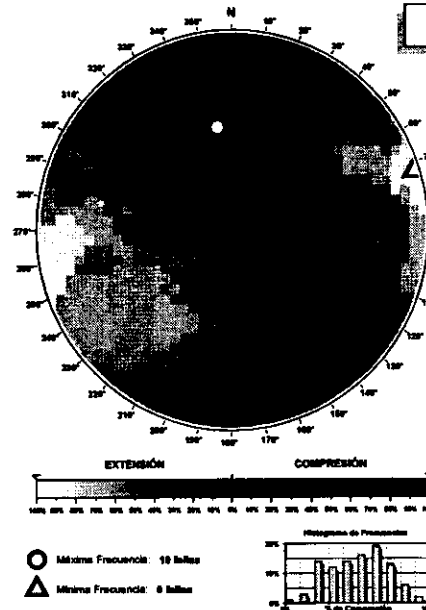


Valor Máximo de Escala: 50%
 Ancho de Apertura: 15°
 DEYM: 158° ± 4,38°



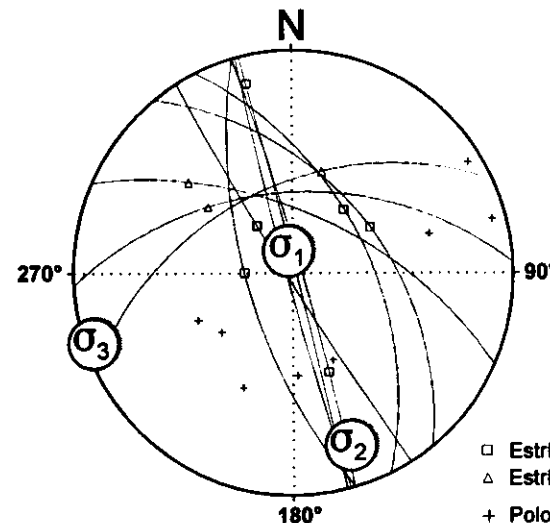
Parámetros Globales
 K: 9,8499
 PHS: 36,31°
 Buzamiento: 67° ± 17°
 Cabeceo: 57° ± 24°

Diedros Rectos



Estación: SPEDROG
 Coordenadas U.T.M.
 X: 566400
 Y: 4452250
 Z: 920
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



□ Estría normal
 △ Estría inversa
 + Polo Falla

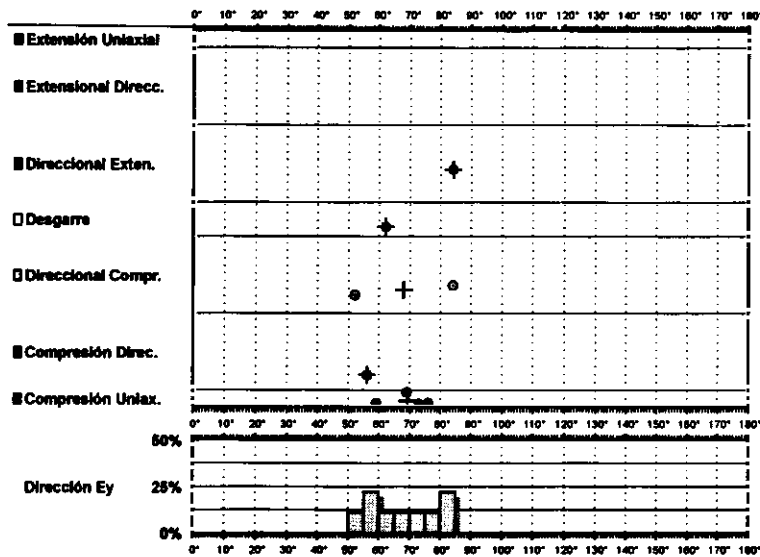
σ_1 78/353°
 σ_2 11/161°
 σ_3 02/251°

$R = 0.31$
 $\mu = 0.9$

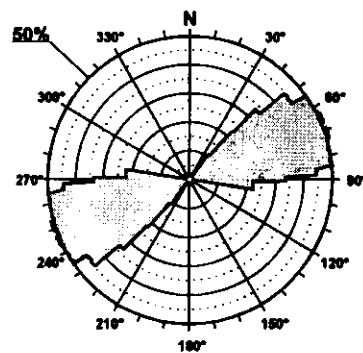
F.E. = 7 (22)

Modelo de Deslizamiento · TABLAS1 ·

CIBIO

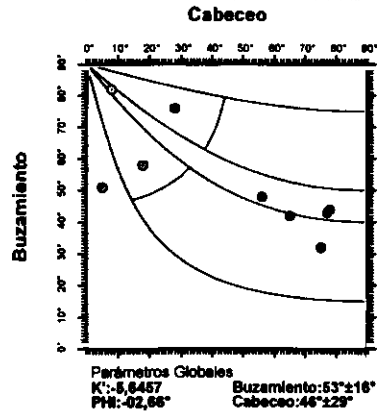


Rosa de Direcciones

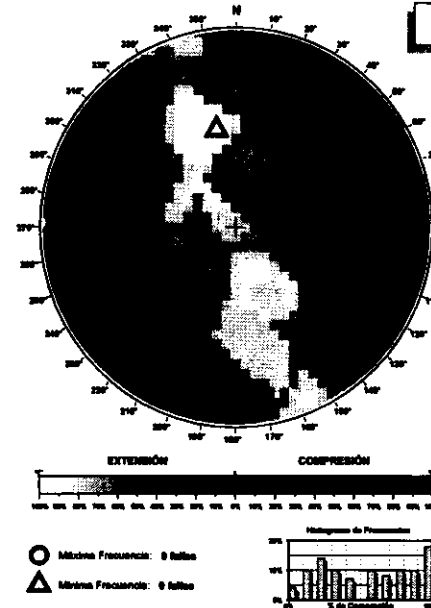


Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 18°
 DEYM: 68° ± 6,52°

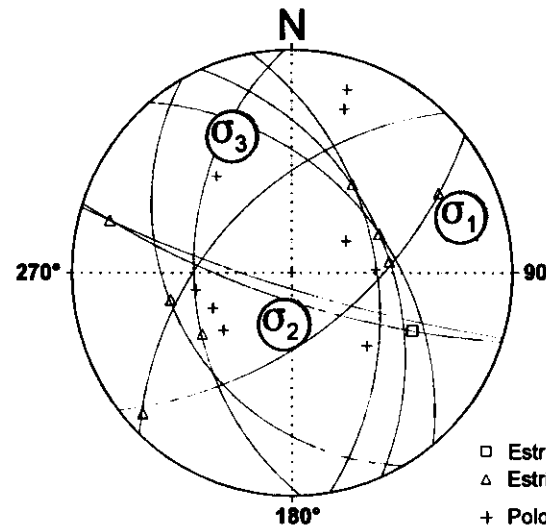
Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos



Estación: TABLAS1
 Coordenadas U.T.M.
 X: 562300
 Y: 4487750
 Z: 820
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)

$$\begin{aligned}
 \sigma_1 & 11/072^\circ \\
 \sigma_2 & 64/187^\circ \\
 \sigma_3 & 22/337^\circ
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 R &= 0.11 \\
 \mu &= 0.4
 \end{aligned}$$

$$F.E. = 9 (32)$$

Modelo de Deslizamiento -TABLAS2-

Geotec

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

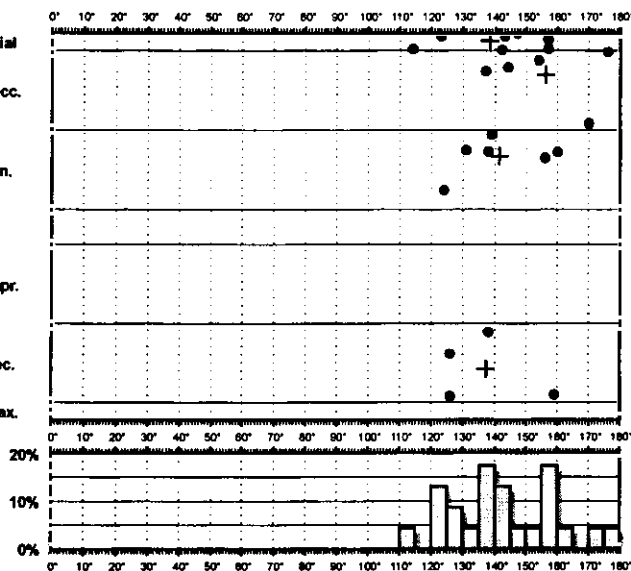
■ Direccional Exten.

□ Desgarre

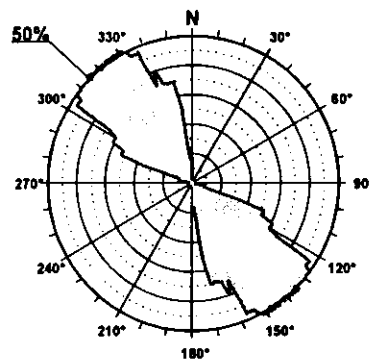
□ Direccional Compr.

■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

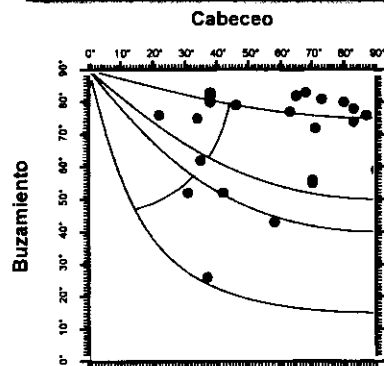


Rosa de Direcciones



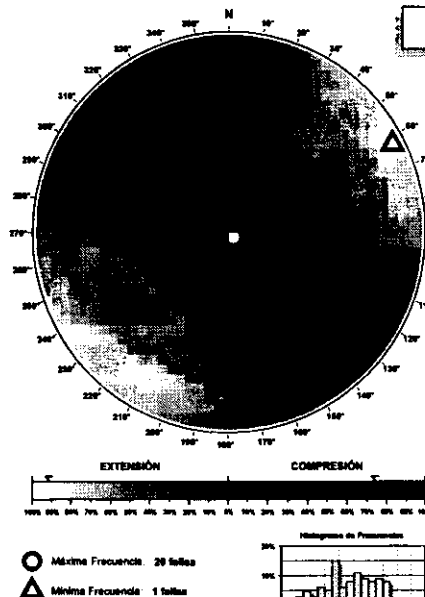
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 143° ± 9,18°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



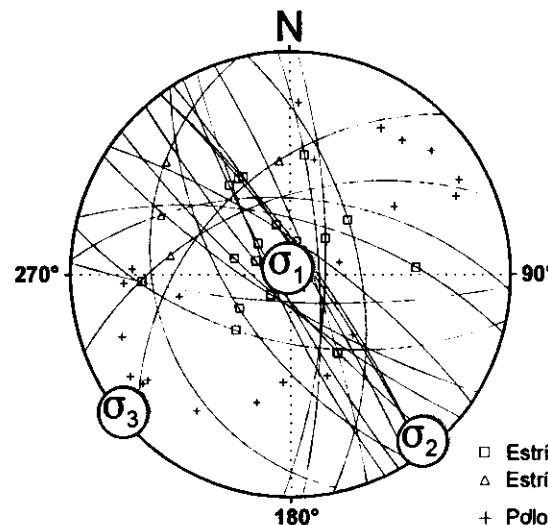
Parámetros Globales
K: 0,2272 Buzamiento: 69° ± 15°
PH: 40,61° Cabeceo: 67° ± 20°

Diedros Rectos



Estación: TABLAS2
Coordenadas U.T.M.
X: 562300
Y: 4487750
Z: 820
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 86/352°
 σ_2 02/141°
 σ_3 01/231°

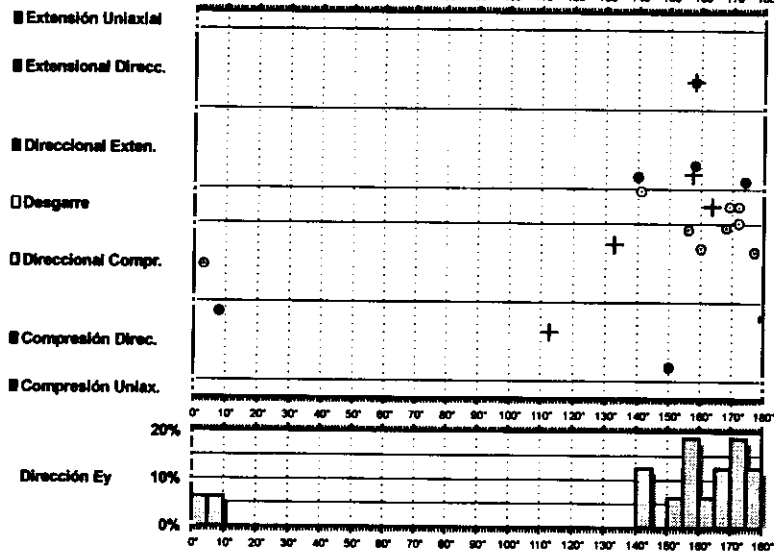
$R = 0.32$
 $\mu = 0.9$

F.E. = 18 (32)

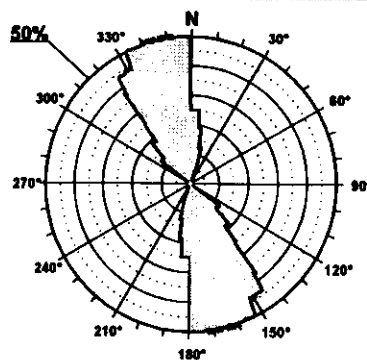
□ Estria normal
△ Estria inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ALCANTU1

Gipros

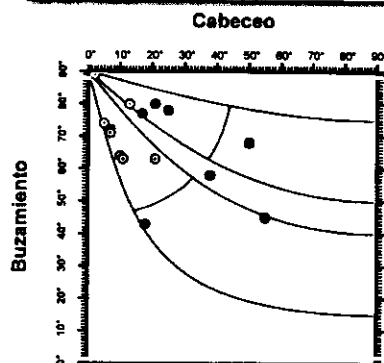


Rosa de Direcciones



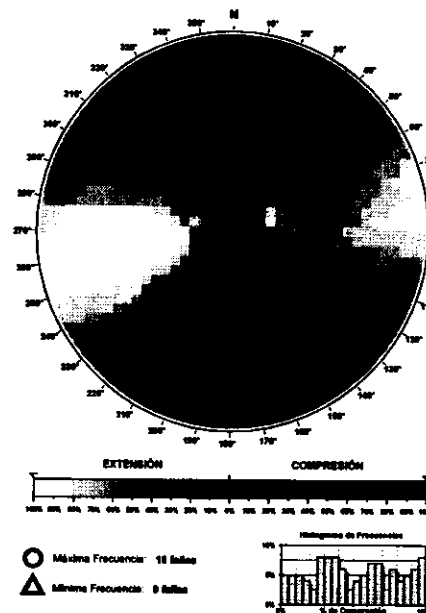
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 18°
DEYM: 186° ± 7,41°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



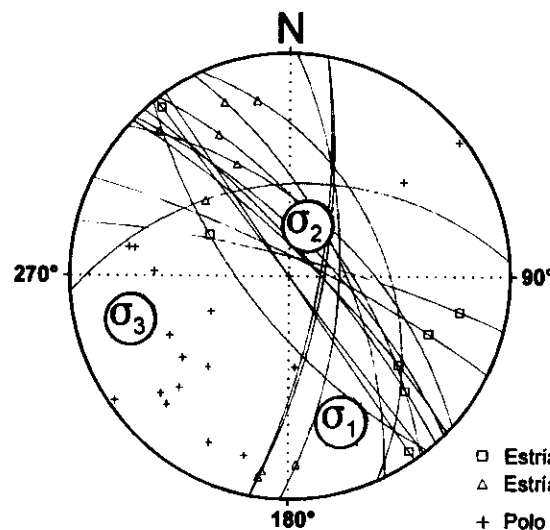
Parámetros Globales
K: 66,3720 Buzamiento: 70° ± 13°
PHI: -06,38° Cabeceo: 19° ± 16°

Diedros Rectos



Estación: ALCANTU1
Coordenadas U.T.M.
X: 557300
Y: 4490550
Z: 880
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



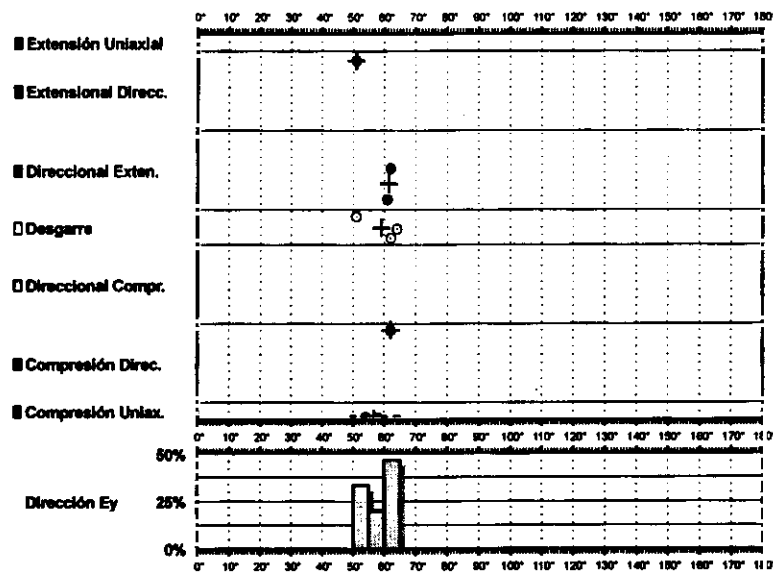
σ_1 28/155°
 σ_2 55/011°
 σ_3 16/255°

R = 0.63
 $\mu = 0.4$

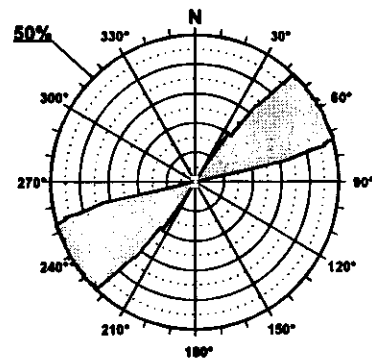
F.E. = 14 (31)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·ALCANTU2·

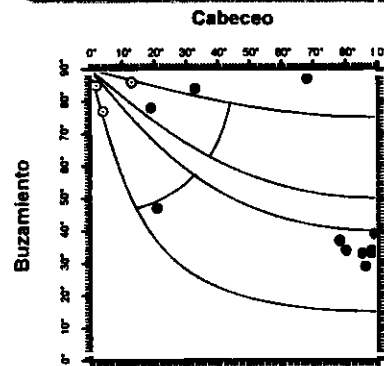


Rosa de Direcciones



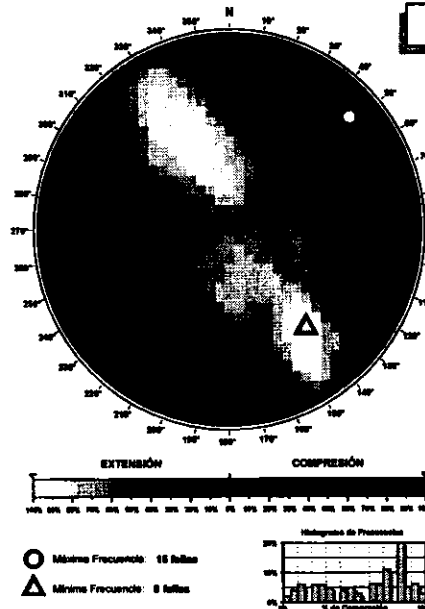
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEVM: 58° ± 2,35°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



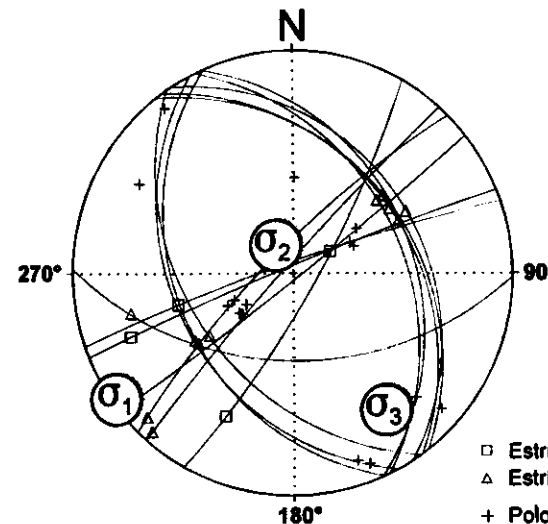
Parámetros Globales
 K: 8,6411 Buzamiento: 54° ± 24°
 PH: 07,64° Cabeceo: 56° ± 34°

Diedros Rectos



Estación: ALCANTU2
 Coordenadas U.T.M.
 X: 557300
 Y: 4490550
 Z: 880
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)

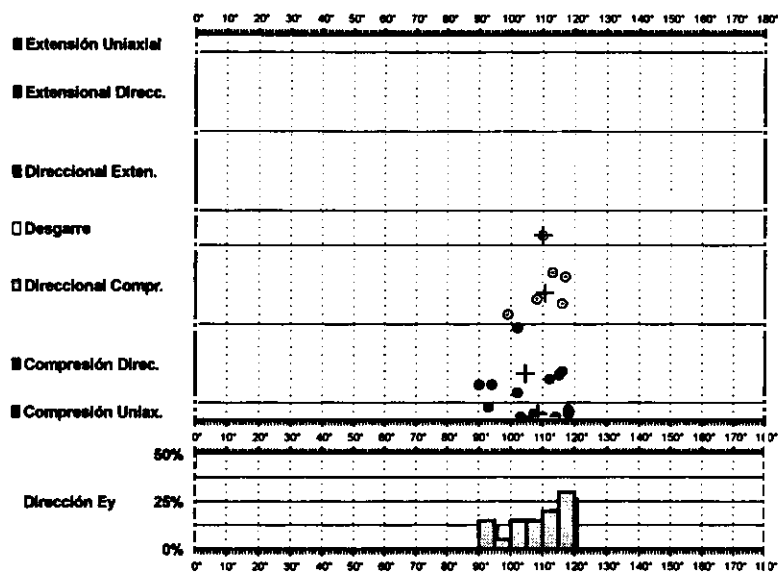


σ_1 01/235°
 σ_2 73/331°
 σ_3 16/145°

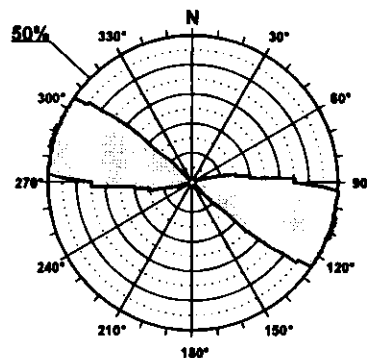
$R = 0.05$
 $\mu = 0.8$

F.E. = 12 (31)

Modelo de Deslizamiento ·RECUENC1·

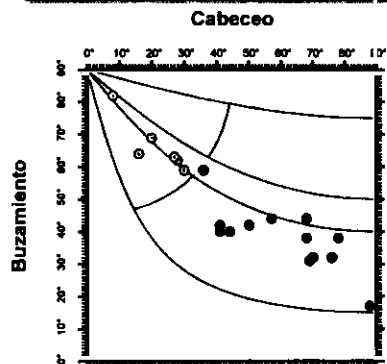


Rosa de Direcciones



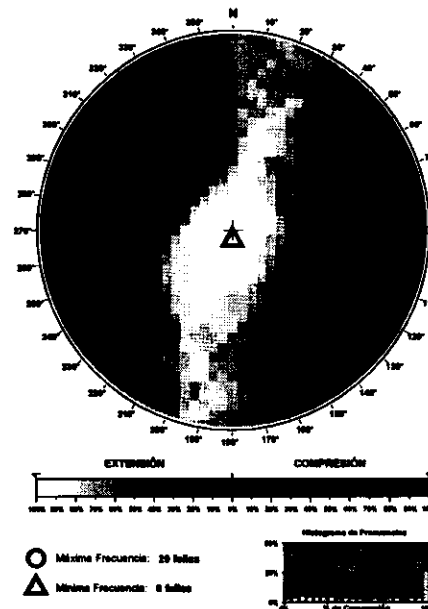
Valor Máximo de Escala: 50%
Angulo de Apertura: 15°
DEYM: 108° ± 4,62°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K: -7,9003
PH: -12,90°
Buzamiento: 47° ± 15°
Cabeceo: 45° ± 22°

Diedros Rectos



Estación: RECUENC1

Coordenadas U.T.M.

X: 556150

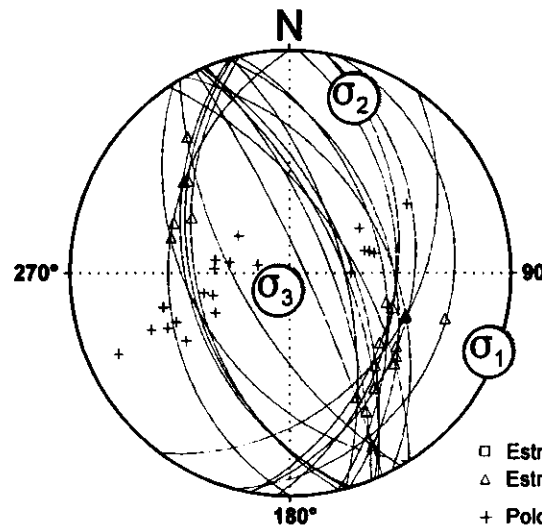
Y: 4497200

Z: 980

Edad de los materiales:

Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 01/111°

σ_2 09/021°

σ_3 80/211°

$R = 0.05$

$\mu = 0.5$

F.E. = 20 (30)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -RECUENC2-

Geotecnia

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direc.

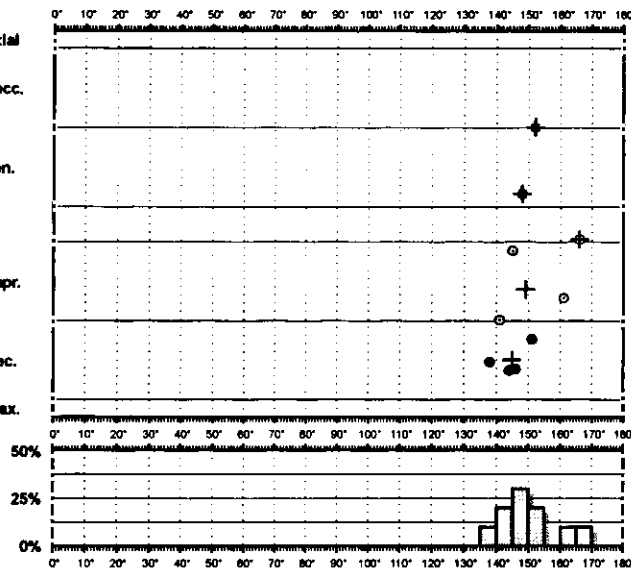
■ Direccional Exten.

□ Desgarro

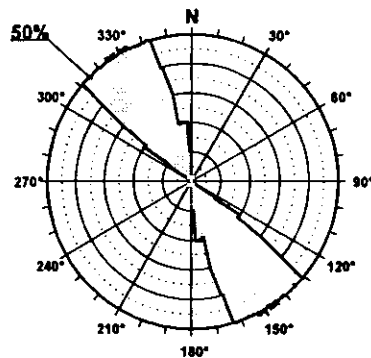
□ Direccional Compr.

■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

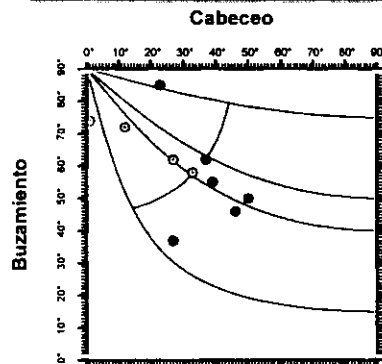


Rosa de Direcciones



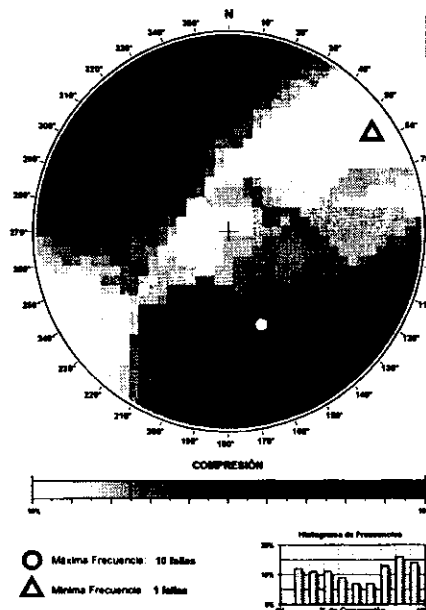
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 149° ± 5,20°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K': -2,4598 Buzamiento: 60° ± 14°
PH: -08,21° Cabeceo: 30° ± 14°

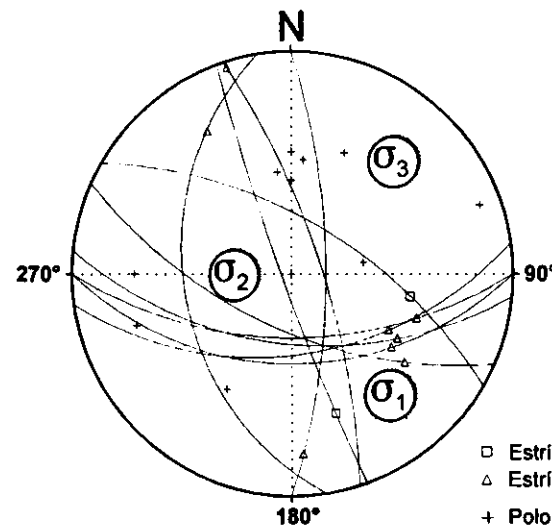
Diedros Rectos



○ Máxima Frecuencia: 10 fallas
△ Mínima Frecuencia: 1 falla

Estación: RECUENC2
Coordenadas U.T.M.
X: 556150
Y: 4497200
Z: 980
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992)



σ_1 19/140°
 σ_2 61/270°
 σ_3 20/043°

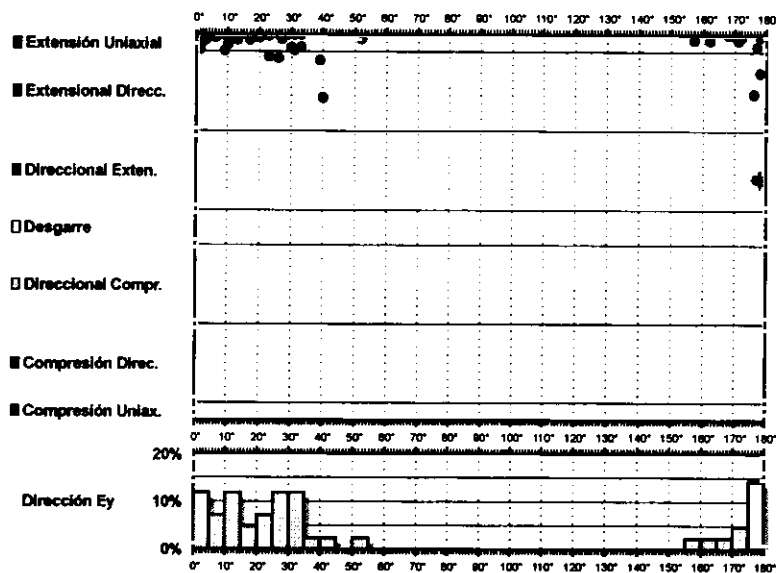
$R = 0.17$
 $\mu = 0.6$

F.E. = 9 (30)

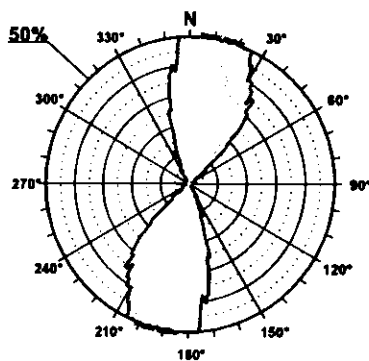
□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento · SMIGUELN ·

01/10/2007

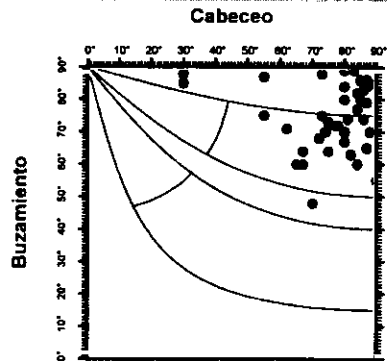


Rosa de Direcciones



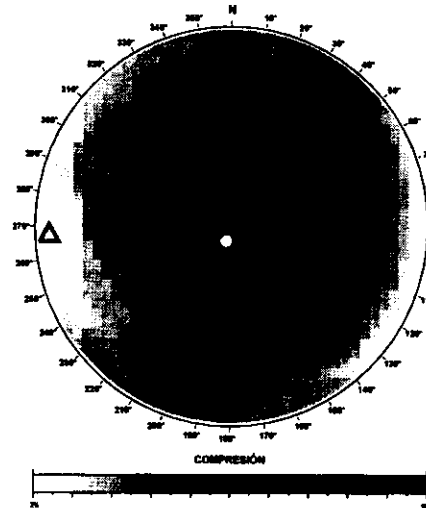
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEVN: 13° ± 9,11°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

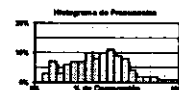


Parámetros Globales
K: 1,0811 Buzamiento: 75° ± 10°
Phi: 59,12° Cabeceo: 76° ± 13°

Diedros Rectos

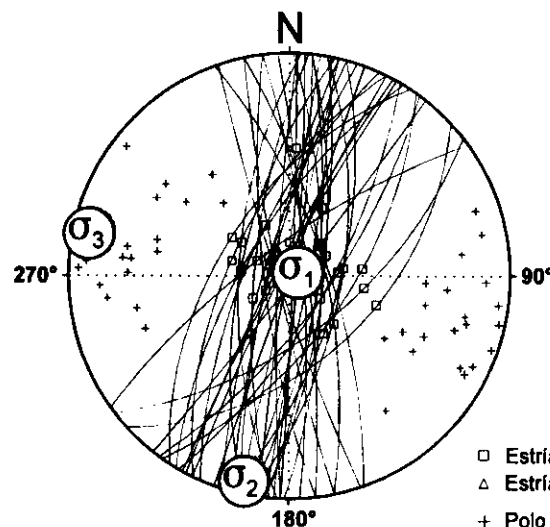


○ Máxima Frecuencia: 41 fallas
△ Mínima Frecuencia: 1 fallas



Estación: SMIGUELN
Coordenadas U.T.M.
X: 560400
Y: 4478050
Z: 980
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



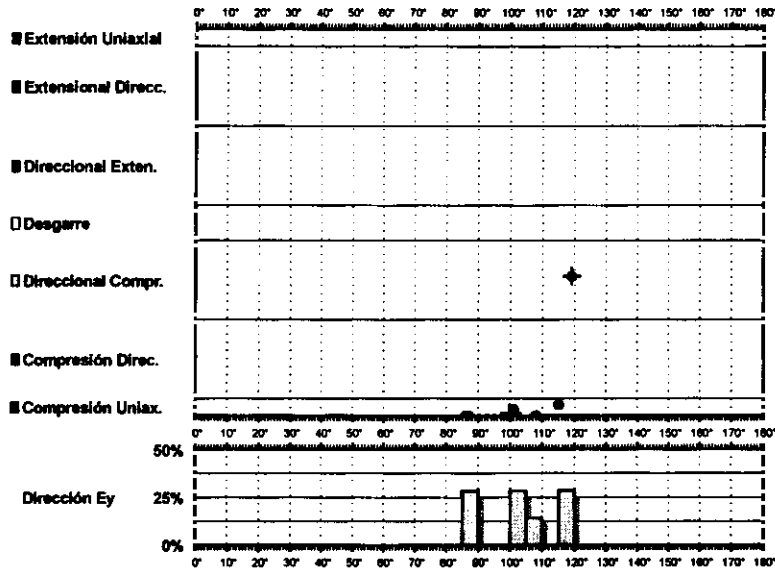
□ Estria normal
△ Estria inversa
+ Polo Falla

σ₁ 84/070°
σ₂ 03/192°
σ₃ 04/282°

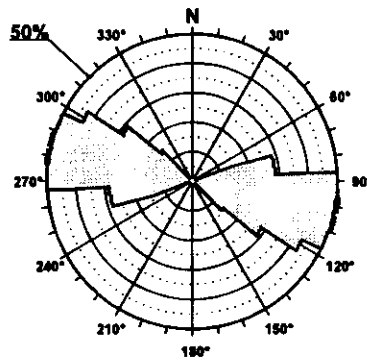
R = 0.07
μ = 1.3

F.E. = 38 (49)

Modelo de Deslizamiento - SMIGUELI

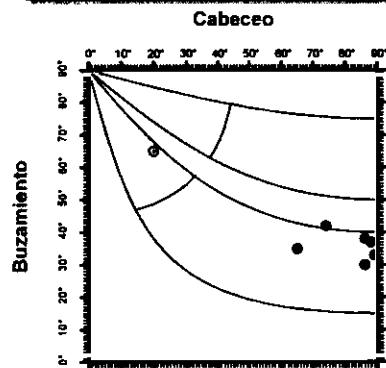


Rosa de Direcciones



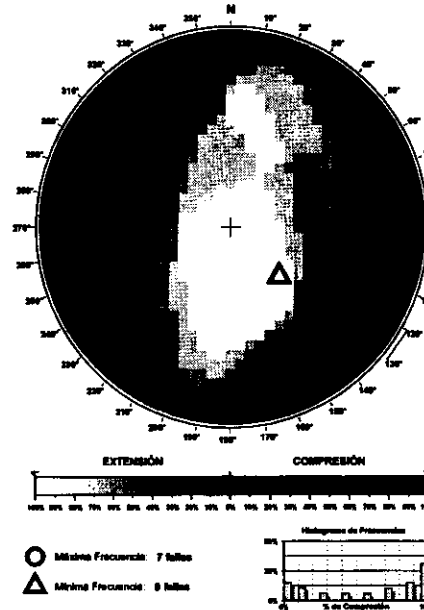
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 103° ± 7,06°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



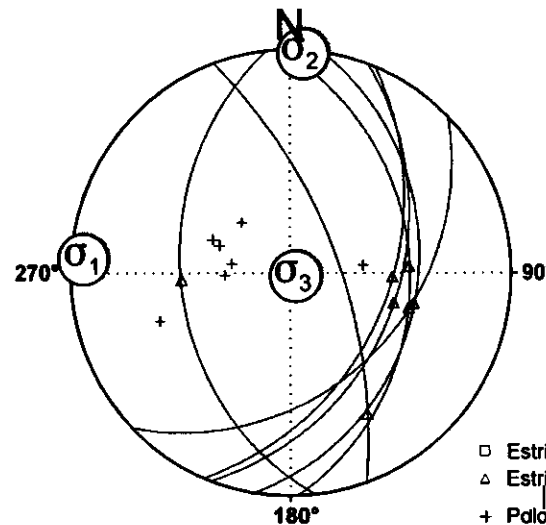
Parámetros Globales
 K': 2,3286 Buzamiento: 40° ± 11°
 P18: -12,61° Cabeceo: 73° ± 23°

Diedros Rectos



Estación: SMIGUELI
 Coordenadas U.T.M.
 X: 560400
 Y: 4478050
 Z: 980
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



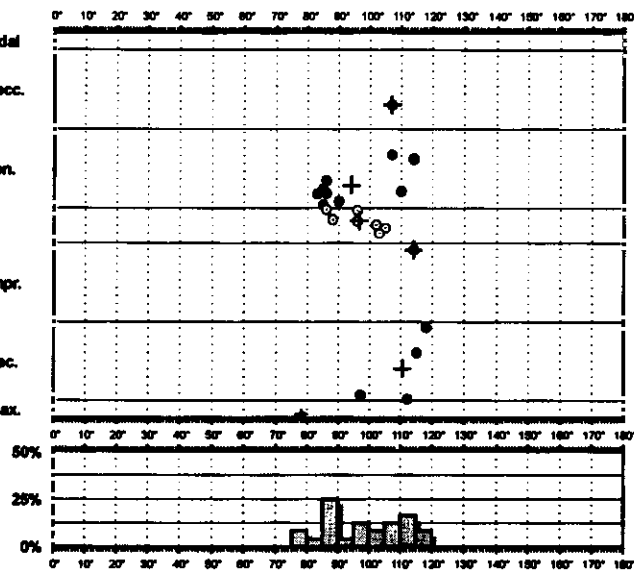
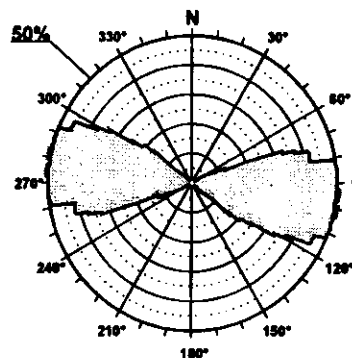
σ_1 03/274°
 σ_2 00/004°
 σ_3 86/106°

$R = 0.55$
 $\mu = 0.3$

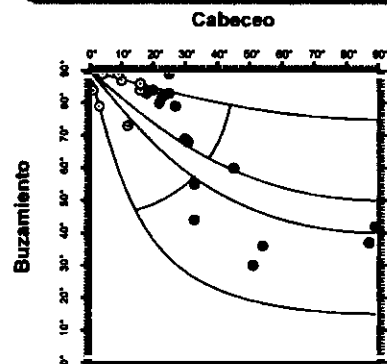
F.E. = 6 (49)

Modelo de Deslizamiento -BASCUA-

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

**Rosa de Direcciones**

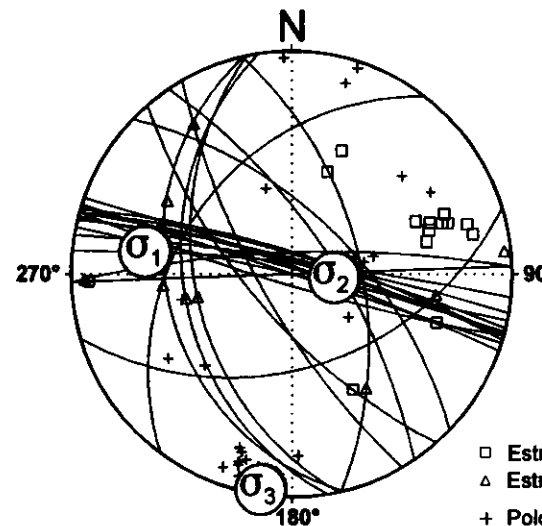
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 96° ± 5,76°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

Parámetros Globales
 K: 8,5828 Buzamiento: 71° ± 19°
 PH: 14,43° Cabeceo: 29° ± 23°

Diedros Rectos

Estación: BASCUA
 Coordenadas U.T.M.
 X: 565850
 Y: 4453200
 Z: 1250
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)

σ_1 22/279°
 σ_2 67/093°
 σ_3 01/188°

$R = 0.53$
 $\mu = 0.8$

F.E. = 11 (47)

- Estría normal
- △ Estría inversa
- + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·BASCUG·

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

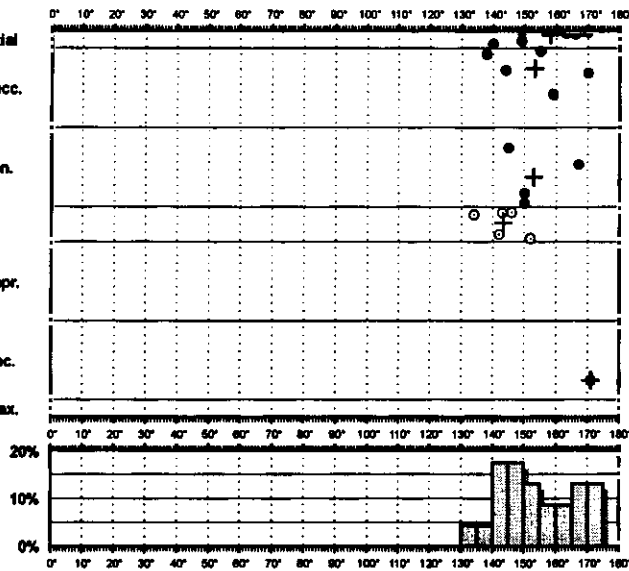
□ Desgarro

□ Direccional Compr.

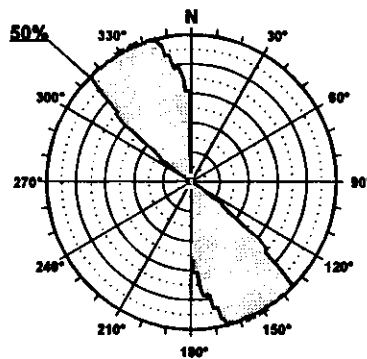
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey



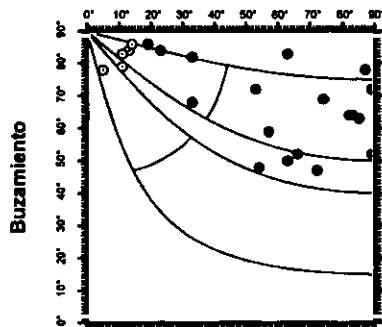
Rosa de Direcciones



Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 153° ± 5,42°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

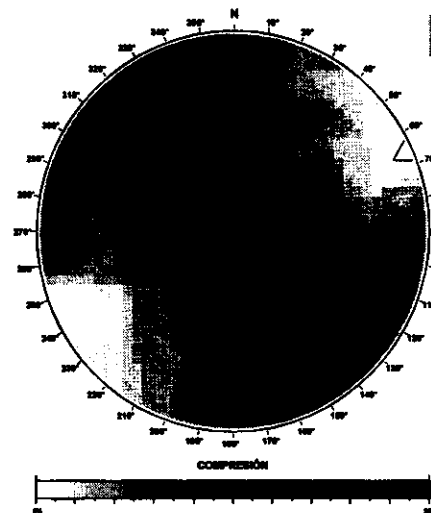
Cabeceo



Parámetros Globales
K': 3,9673
PH: 39,61°

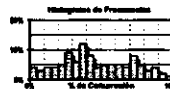
Buzamiento: 70° ± 13°
Cabeceo: 51° ± 25°

Diedros Rectos



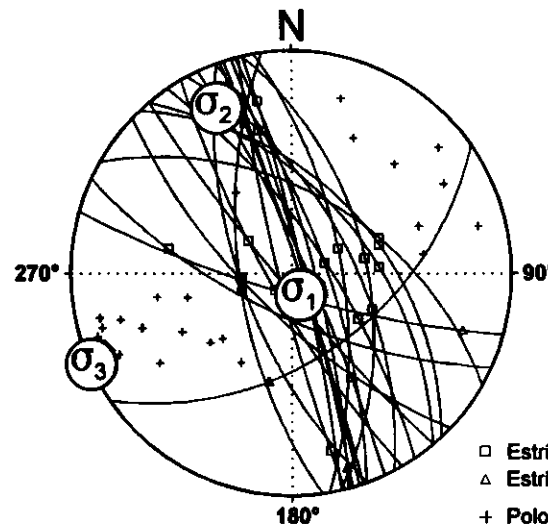
● Máxima Frecuencia: 22 fallas

▲ Máxima Frecuencia: 8 fallas



Estación: BASCUG
Coordenadas U.T.M.
X: 565850
Y: 4453200
Z: 1250
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 78/152°

σ_2 11/336°

σ_3 00/246°

$R = 0.58$

$\mu = 0.3$

F.E. = 16 (47)

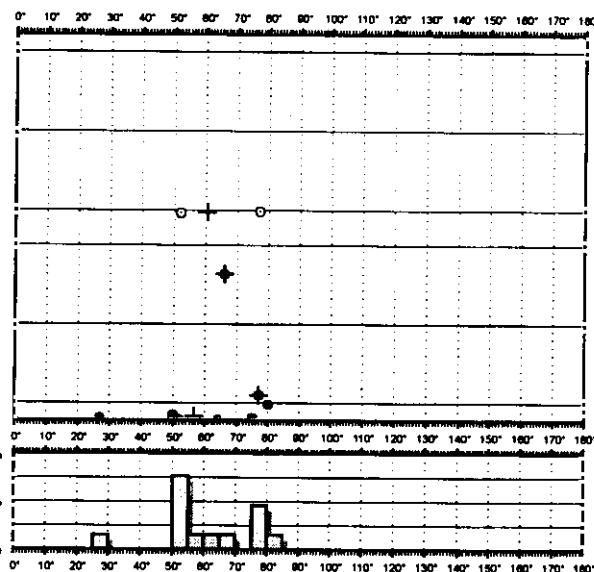
□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ZAFRA1

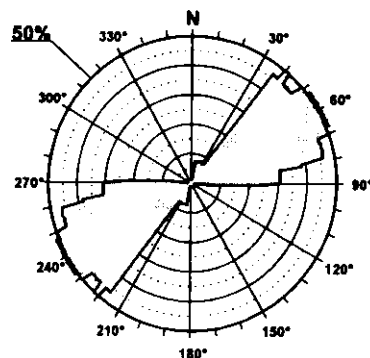
Geotom

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

Dirección Ey

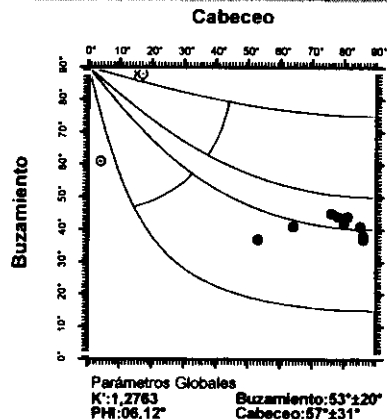


Rosa de Direcciones

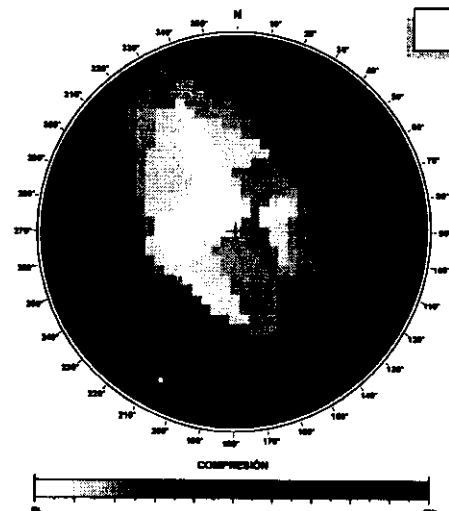


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEV: 60° ± 7,99°

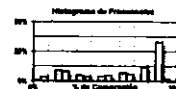
Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos

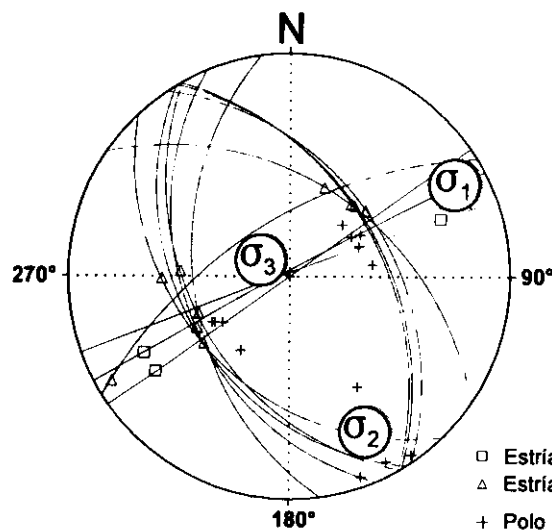


○ Mínima Frecuencia: 12 fallas
△ Mínima Frecuencia: 8 fallas



Estación: ZAFRA1
Coordenadas U.T.M.
X: 536400
Y: 4415650
Z: 740
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

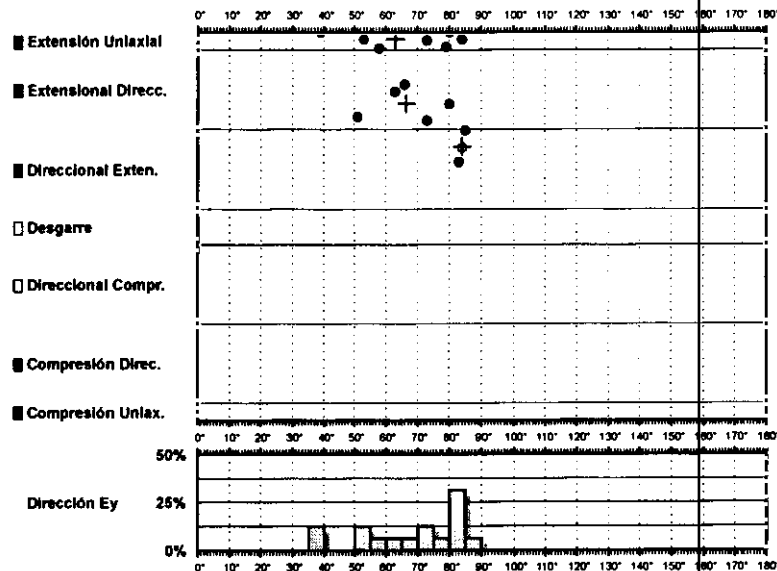
σ_1 08/061°
 σ_2 14/153°
 σ_3 73/301°

$R = 0.52$
 $\mu = 0.3$

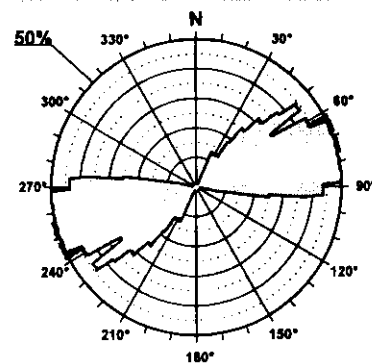
F.E. = 9 (29)

Modelo de Deslizamiento ZAFRA2

ORIGES®

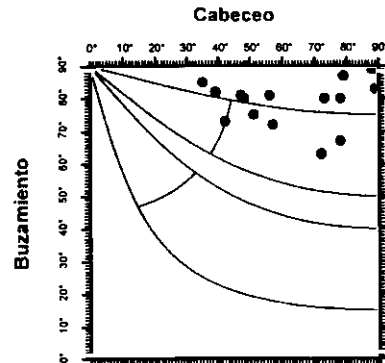


Rosa de Direcciones



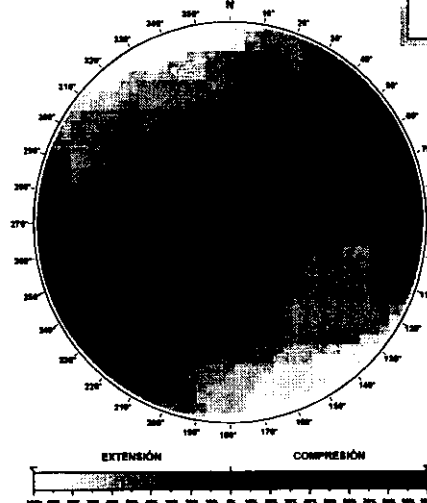
Valor Máximo de Escala: 60%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 69° ± 7.8°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

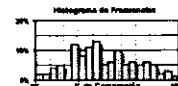


Parámetros Globales
K: 0.7078 Buzamiento: 79° ± 07°
PHI: 85.59° Cabeceo: 64° ± 18°

Diedros Rectos

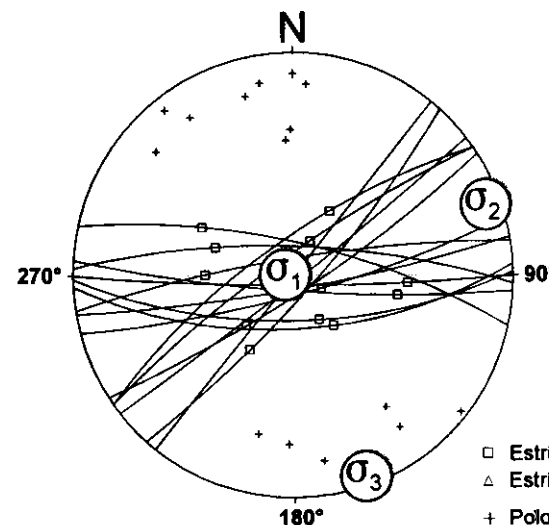


○ Máxima Frecuencia: 18 fallas
△ Mínima Frecuencia: 8 fallas



Estación: ZAFRA2
Coordenadas U.T.M.
X: 563400
Y: 4415650
Z: 740
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 86/265°
 σ_2 03/070°
 σ_3 02/160°

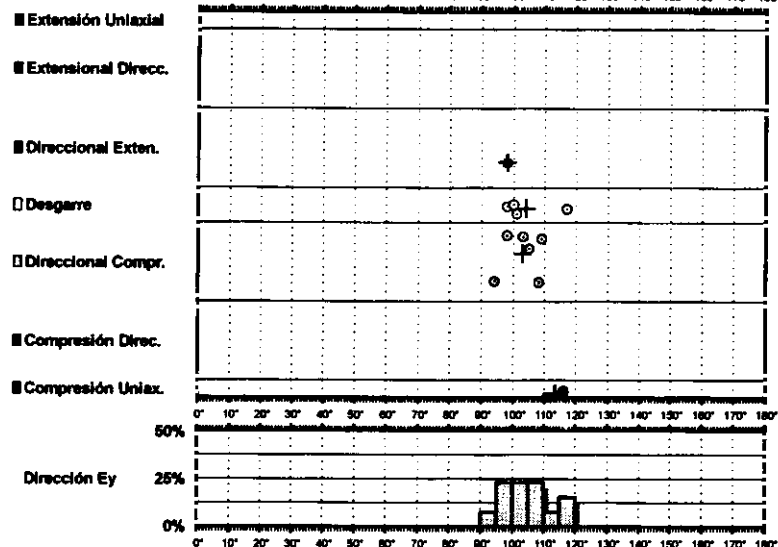
R = 0.45
 $\mu = 1.2$

F.E. = 11 (29)

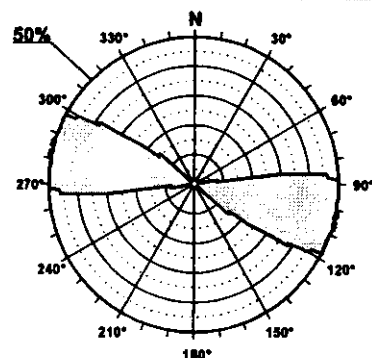
□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento HITOA

02100

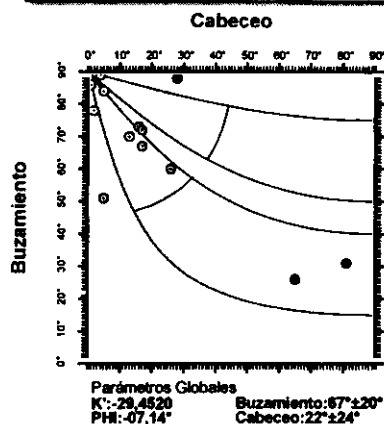


Rosa de Direcciones

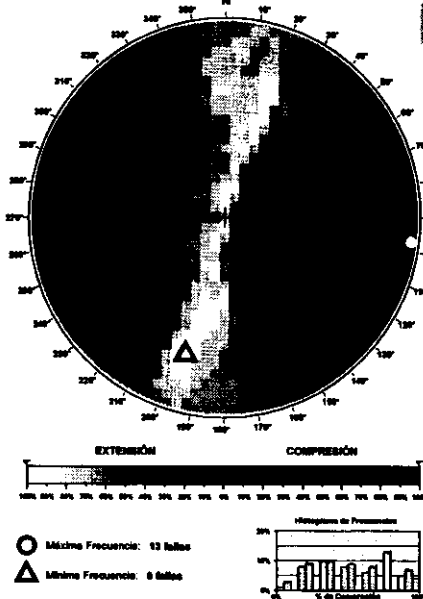


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 18°
DEYM: 104° ± 3,87°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

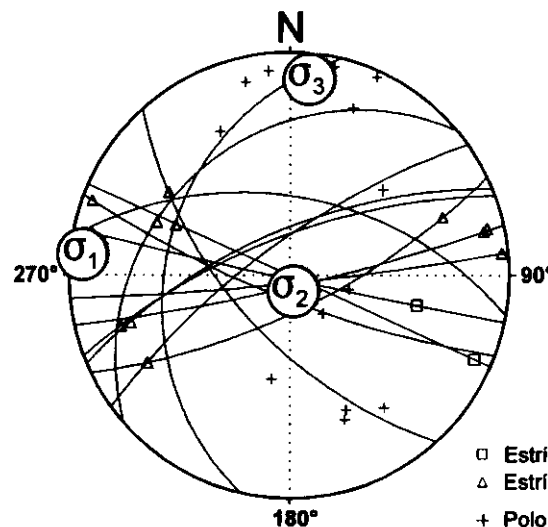


Diedros Rectos



Estación: HITOA
Coordenadas U.T.M.
X: 518650
Y: 4413300
Z: 840
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

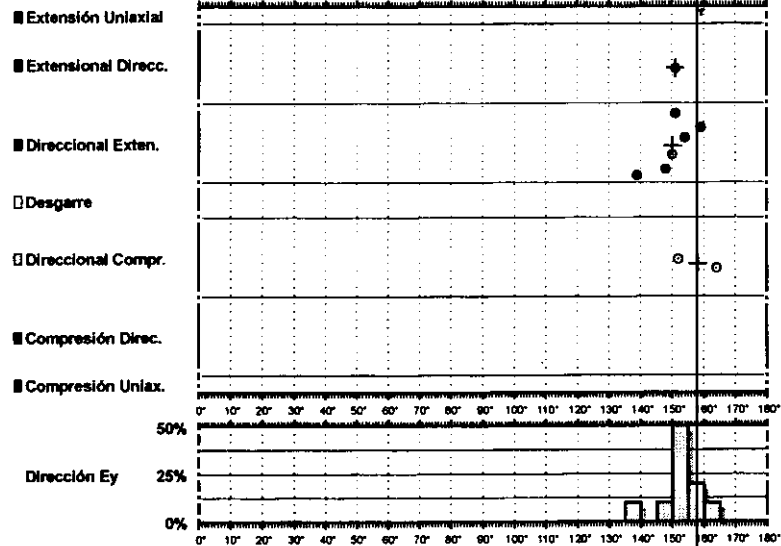
Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



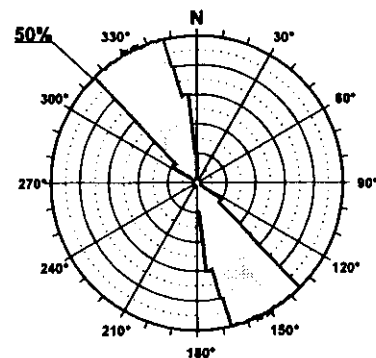
F.E. = 12 (23)

Modelo de Deslizamiento HITOG

© 1992

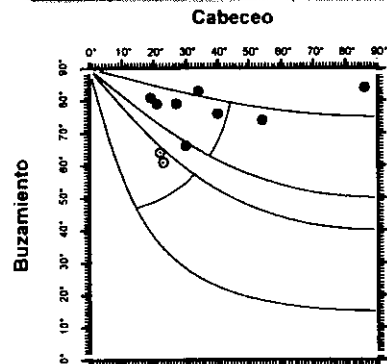


Rosa de Direcciones



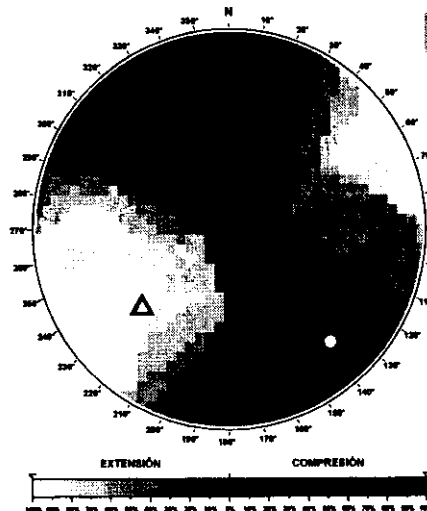
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 153° ± 4,44°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



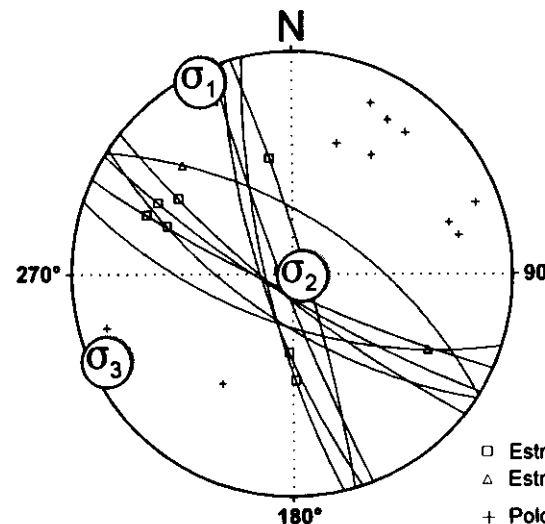
Parámetros Globales
K: 0,2008
Phi: 40,99°
Buzamiento: 75° ± 08°
Cabeceo: 36° ± 20°

Diedros Rectos



Estación: HITOG
Coordenadas U.T.M.
X: 518650
Y: 4413300
Z: 840
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 02/335°
 σ_2 84/092°
 σ_3 04/245°

R = 0.68
 $\mu = 0.3$

F.E. = 10 (23)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento - SEGOBRII

Estación

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

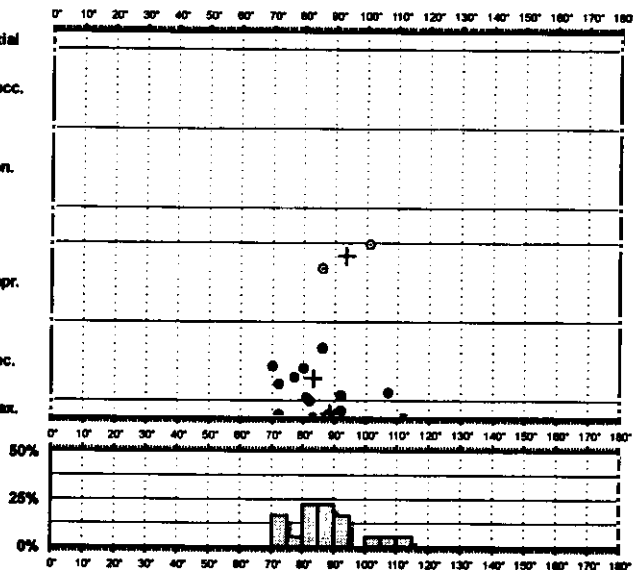
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

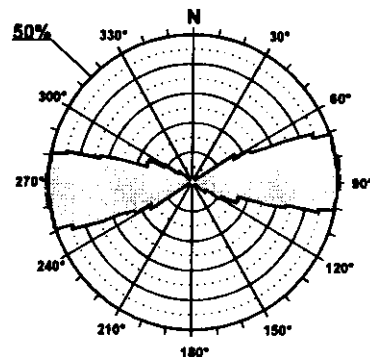
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

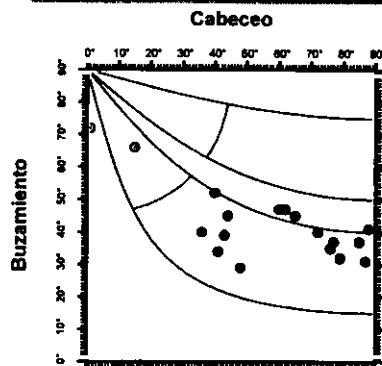


Rosa de Direcciones



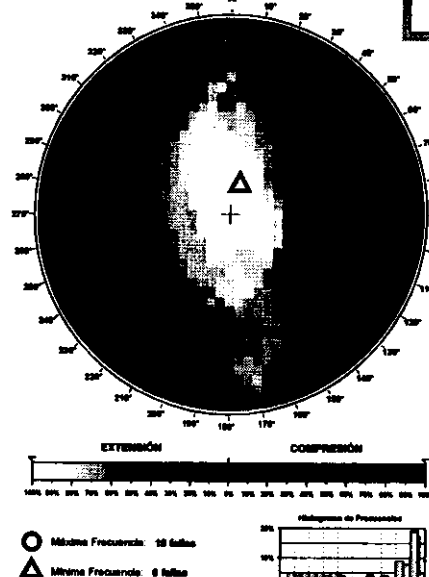
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 98° ± 7,40°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



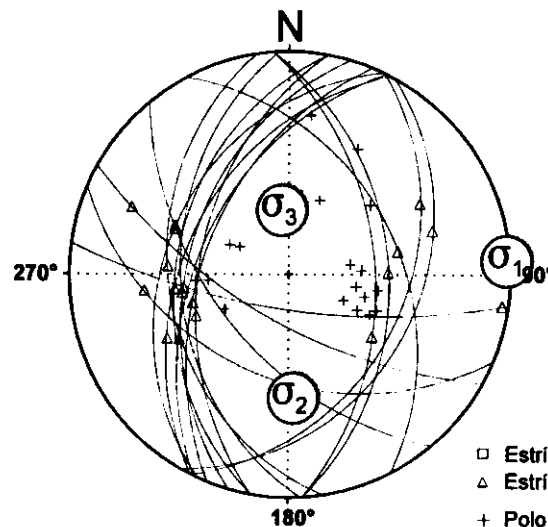
Parámetros Globales
K': -3,2589 Buzamiento: 43° ± 11°
PH: -13,94° Cabeceo: 57° ± 24°

Diedros Rectos



Estación: SEGOBRII
Coordenadas U.T.M.
X: 516250
Y: 4415000
Z: 780
Edad de los materiales:
Jurásico

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 00/086°
 σ_2 32/177°
 σ_3 57/355°

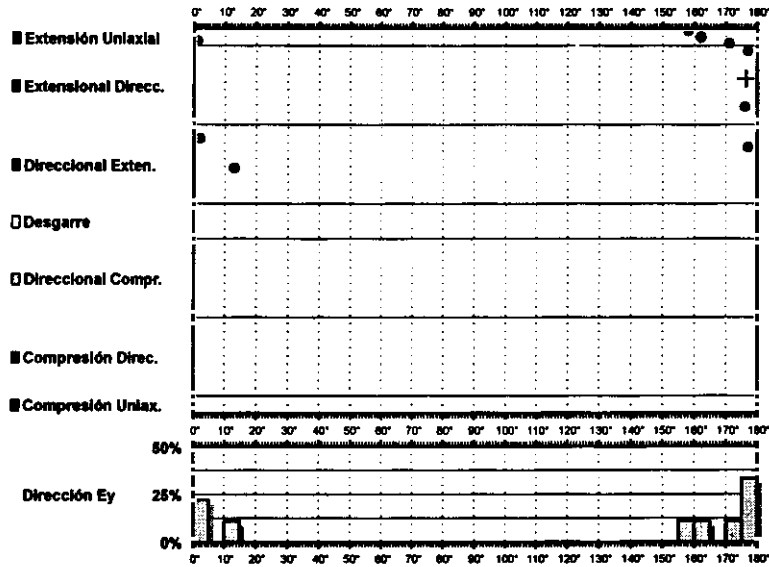
R = 0.04
 $\mu = 0.4$

F.E. = 17 (27)

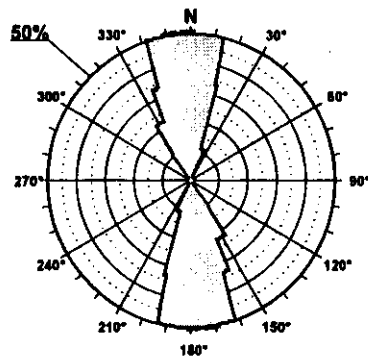
□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·SEGOBRIN·

Clima

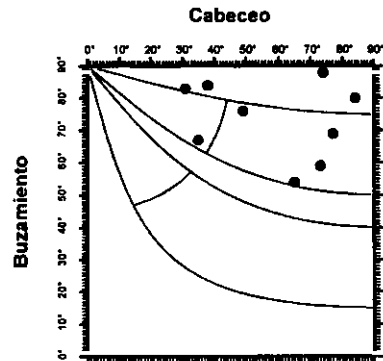


Rosa de Direcciones



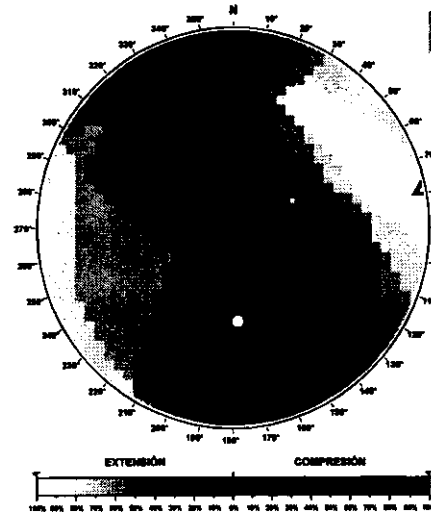
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 175° ± 6,70°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K: 0,7673 Buzamiento: 73° ± 11°
PH: 60,38° Cabeceo: 58° ± 19°

Diedros Rectos

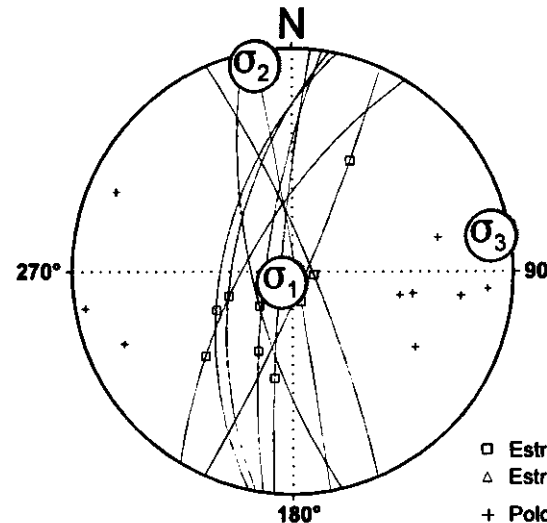


○ Máxima Frecuencia: 8 fallas
△ Mínima Frecuencia: 8 fallas



Estación: SEGOBRIN
Coordenadas U.T.M.
X: 516250
Y: 4415000
Z: 780
Edad de los materiales:
Jurásico

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

σ₁ 83/222°
σ₂ 03/350°
σ₃ 04/080°

R = 0.48
μ = 1.0

F.E. = 9 (27)

Modelo de Deslizamiento -LUJANA-

Geotom

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

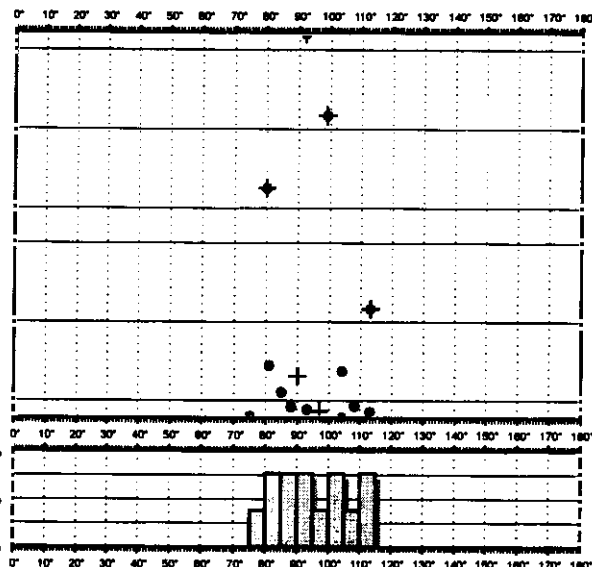
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

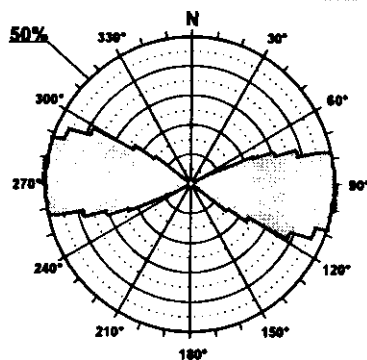
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

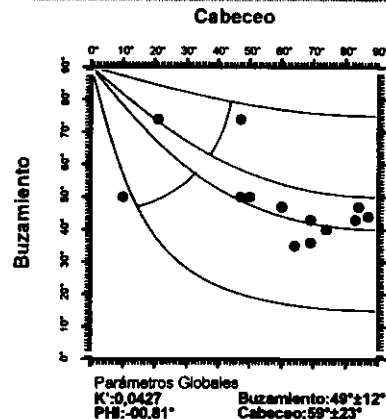


Rosa de Direcciones



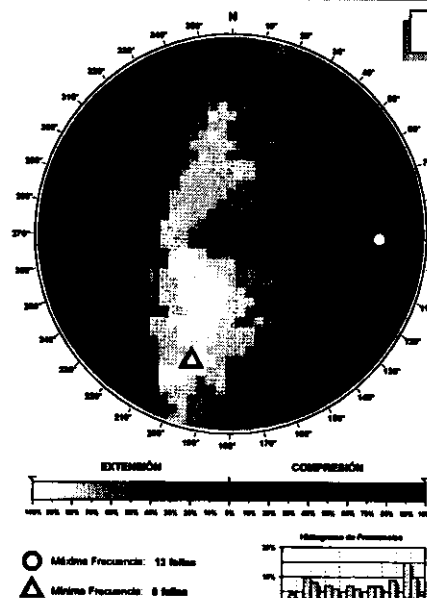
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 95° ± 5,96°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



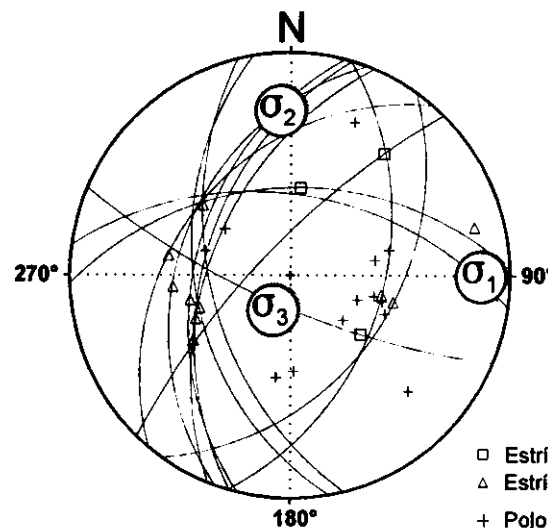
Parámetros Globales
K: 0,0427 Buzamiento: 49° ± 12°
Phi: -00,81° Cabeceo: 59° ± 23°

Diedros Rectos



Estación: LUJANA
Coordenadas U.T.M.
X: 513050
Y: 4412050
Z: 780
Edad de los materiales:
Jurásico

Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992)



□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

σ_1 07/090°
 σ_2 16/357°
 σ_3 71/205°

$R = 0.06$
 $\mu = 0.4$

F.E. = 10 (24)

Modelo de Deslizamiento LUJANG

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direc.

■ Direccional Exten.

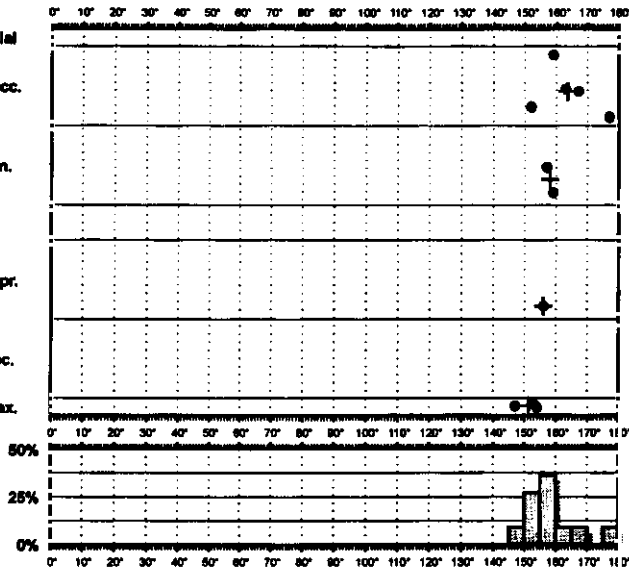
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

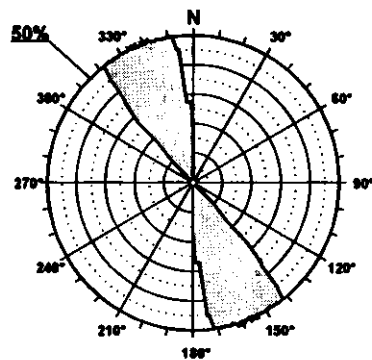
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

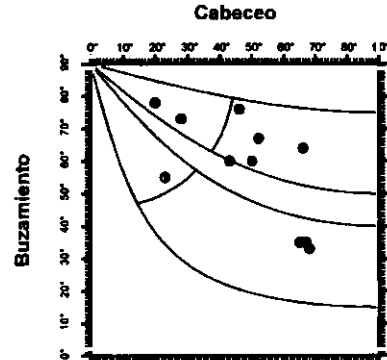


Rosa de Direcciones



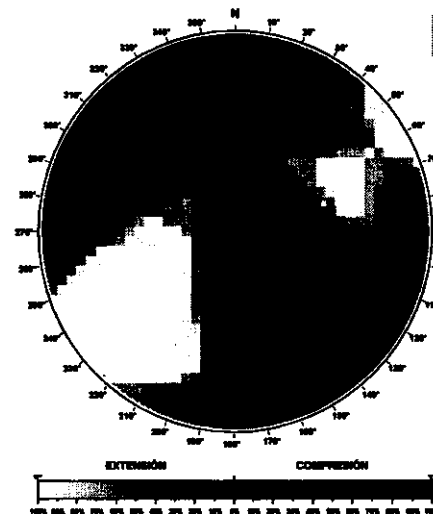
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYm: 158° ± 5,40°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K: 0,2774 Buzamiento: 58° ± 16°
Pm: 09,98° Cabeceo: 48° ± 17°

Diedros Rectos



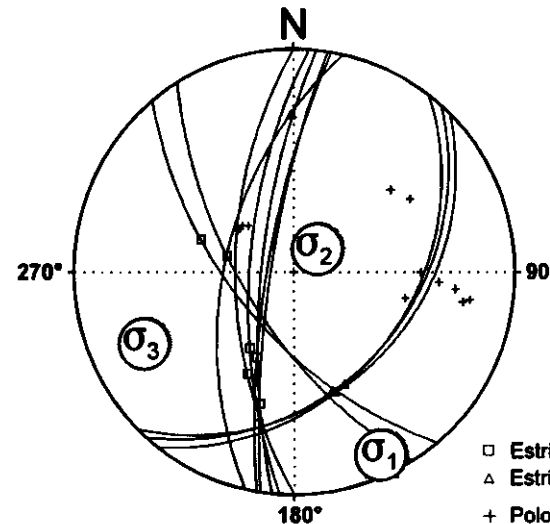
○ Máxima Frecuencia: 11 fallas

△ Máxima Frecuencia: 9 fallas



Estación: LUJANG
Coordenadas U.T.M.
X: 513050
Y: 4412050
Z: 780
Edad de los materiales:
Jurásico

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



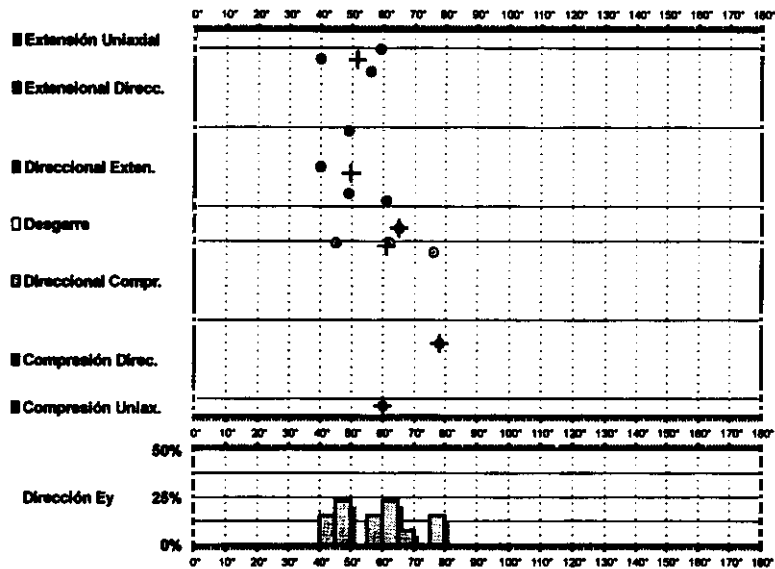
σ_1 005/154°
 σ_2 72/046°
 σ_3 16/245°

$R = 0.44$
 $\mu = 0.4$

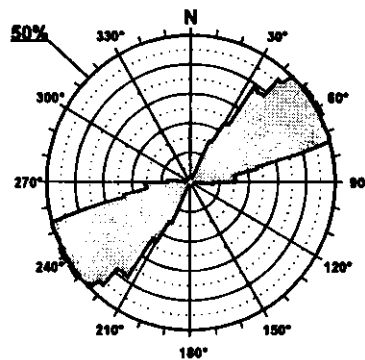
F.E. = 11 (24)

□ Estria normal
△ Estria inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -COBA1-

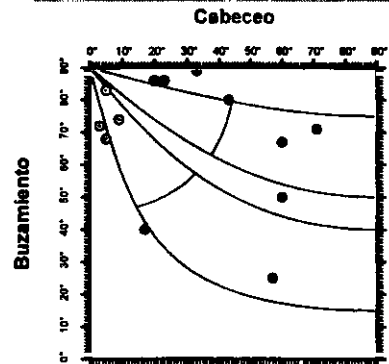


Rosa de Direcciones



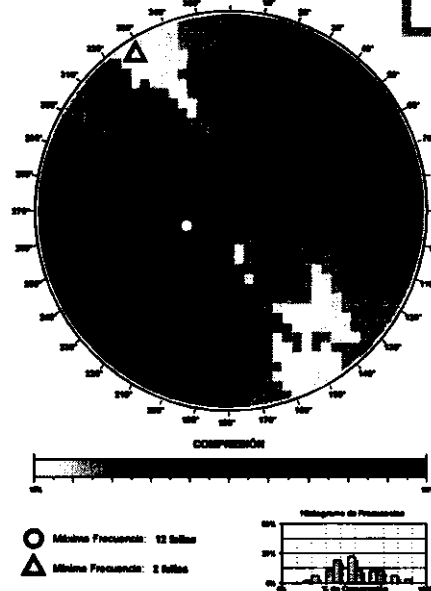
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 87° ± 6,67°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



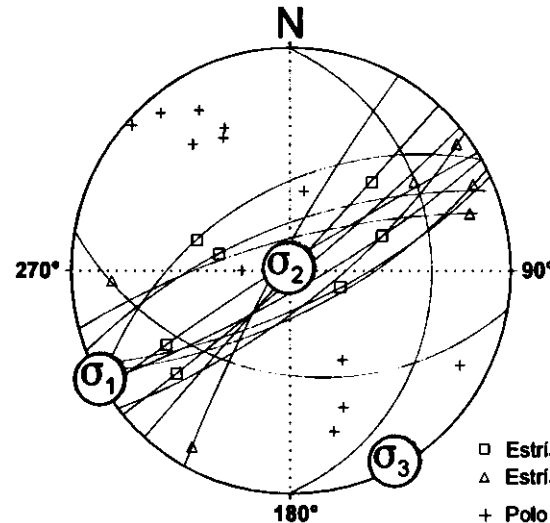
Parámetros Globales
 IC: 8,7142 Buzamiento: 89° ± 19°
 PVE: 16,66 Cabeceo: 31° ± 23°

Diedros Rectos



Estación: COBA1
 Coordenadas U.T.M.
 X: 518125
 Y: 4391950
 Z: 805
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)

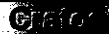


σ_1 00/241°
 σ_2 88/359°
 σ_3 01/151°

$R = 0.21$
 $\mu = 1.2$

F.E. = 7 (23)

Modelo de Deslizamiento COBA2



■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

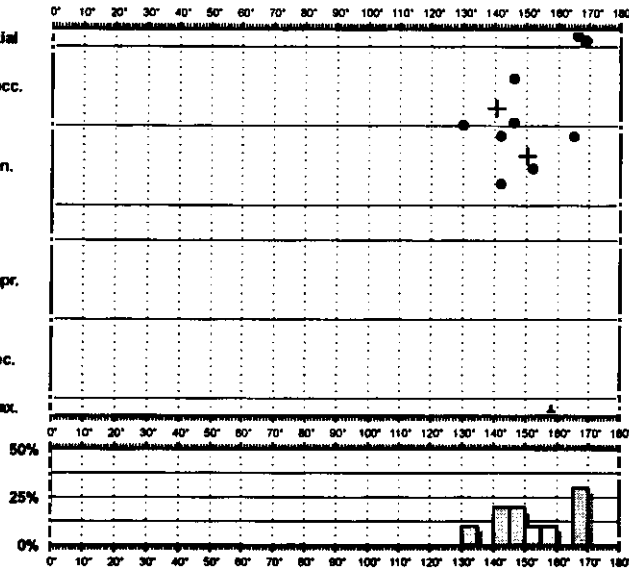
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

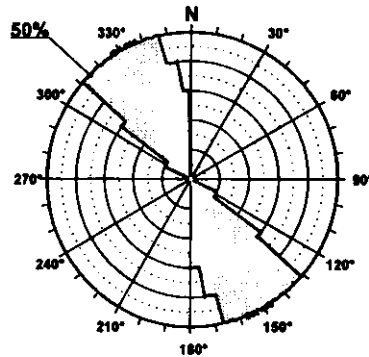
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

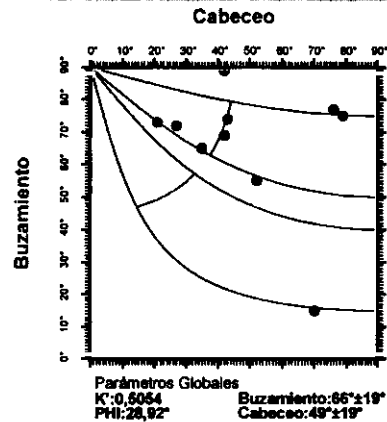


Rosa de Direcciones

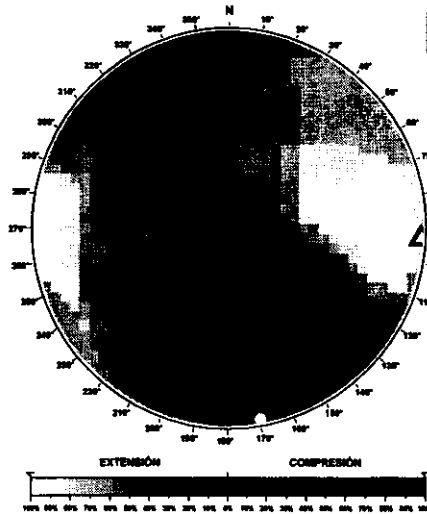


Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 152° ± 6,35°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos

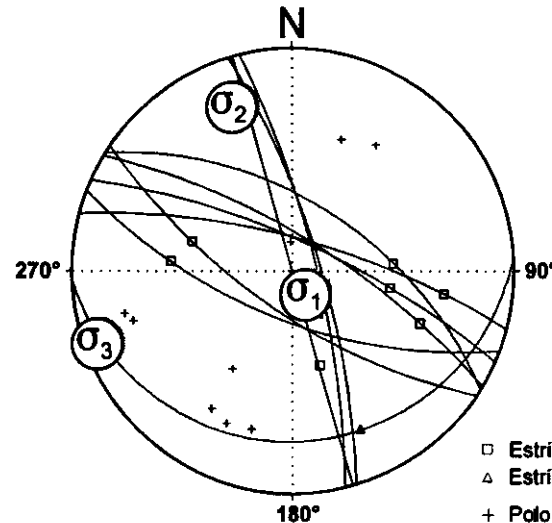


○ Máxima Frecuencia: 10 fallas

△ Mínima Frecuencia: 6 fallas



Estación: COBA2
 Coordenadas U.T.M.
 X: 518125
 Y: 4391950
 Z: 805
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992) σ_1 76/146° σ_2 13/340° σ_3 03/250° $R = 0.60$ $\mu = 0.7$

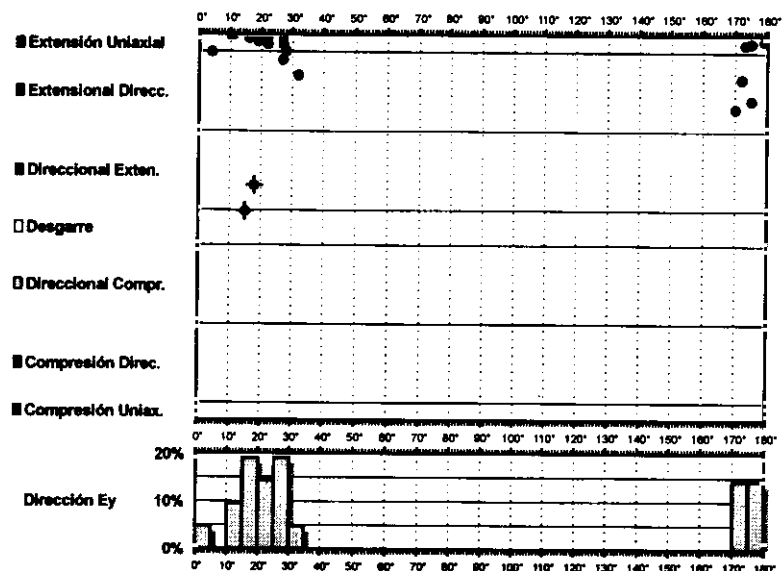
F.E. = 8 (23)

□ Estría normal

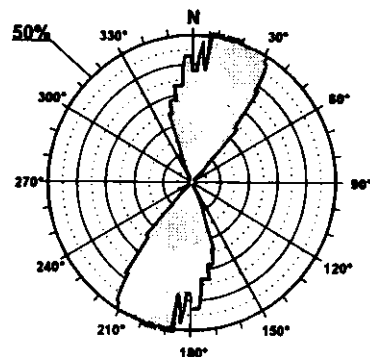
△ Estría inversa

+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento · TORRUBIN ·

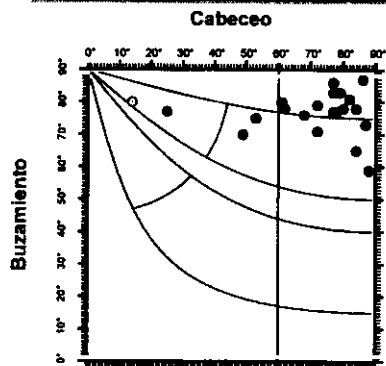


Rosa de Direcciones



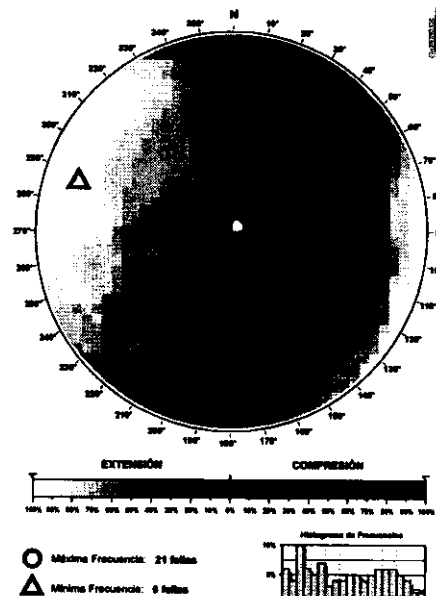
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 13° ± 6,61°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



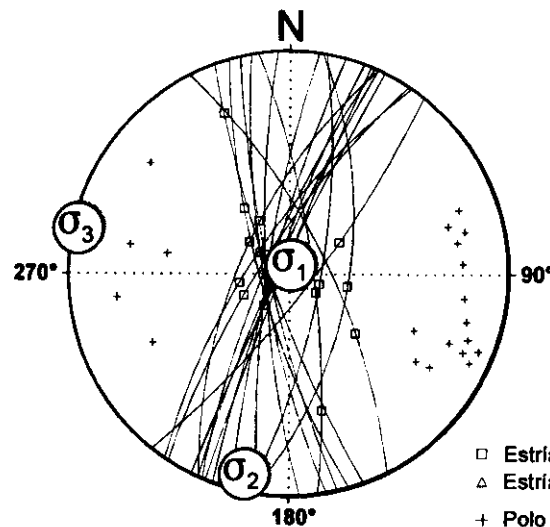
Parámetros Globales
K': 3,6001 Buzamiento: 77° ± 06°
Phi: 62,22° Cabeceo: 69° ± 19°

Diedros Rectos



Estación: TORRUBIN
Coordenadas U.T.M.
X: 506875
Y: 4418100
Z: 815
Edad de los materiales:
Oligoceno

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 85/207°
 σ_2 04/192°
 σ_3 01/282°

$R = 0.28$
 $\mu = 1.4$

F.E. = 18 (30)

Modelo de Deslizamiento ·TORRUBII·

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direc.

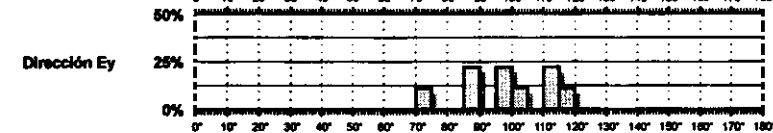
■ Direccional Exten.

□ Desgarre

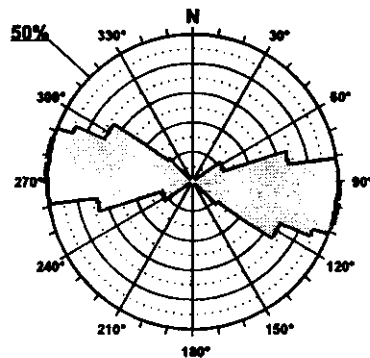
□ Direccional Compr.

■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

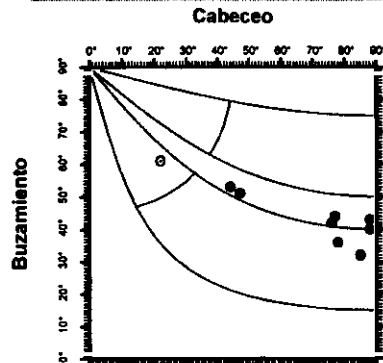


Rosa de Direcciones



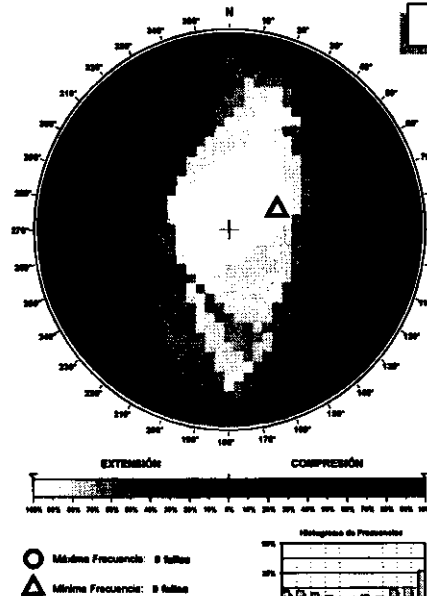
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DETM: 98° ± 8,67°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



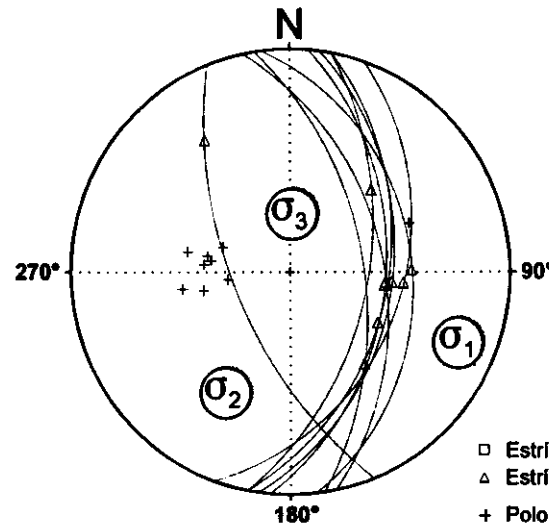
Parámetros Globales
K₁: 1,7913 Buzamiento: 46° ± 10°
P₁: -04,74° Cabeceo: 67° ± 22°

Diedros Rectos



Estación: TORRUBII
Coordenadas U.T.M.
X: 506875
Y: 4418100
Z: 815
Edad de los materiales:
Oligoceno

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

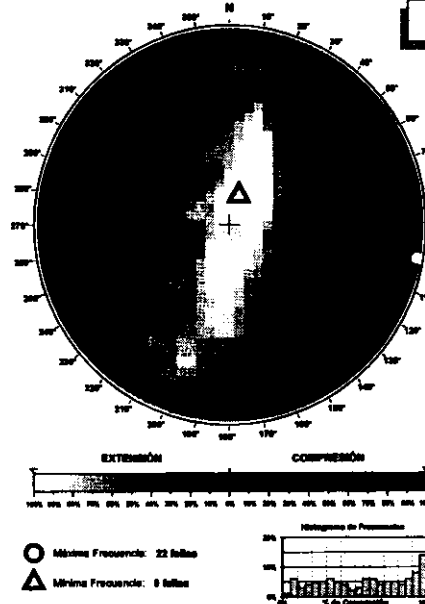
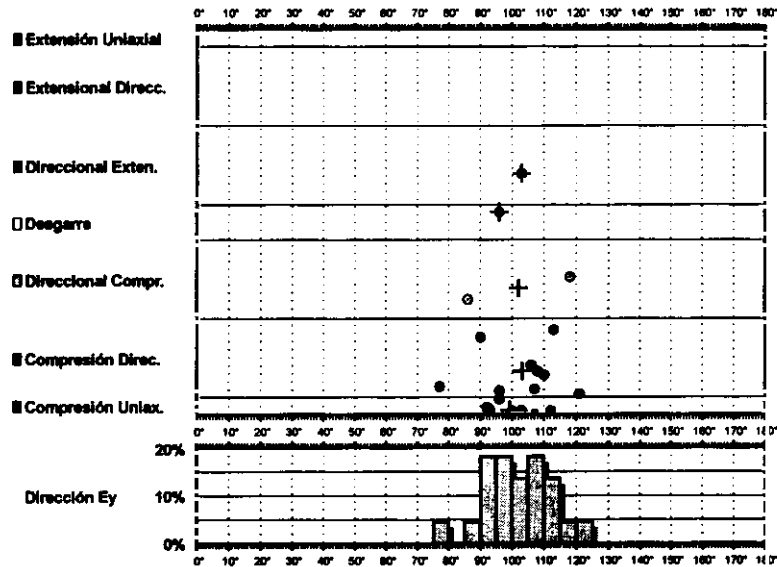
σ_1 10/112°
 σ_2 27/208°
 σ_3 60/004°

R = 0.2
 μ = 0.3

F.E. = 8 (30)

Modelo de Deslizamiento ·BARRERO1·

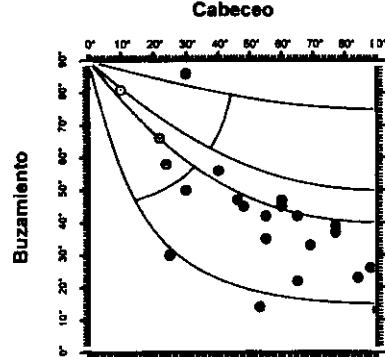
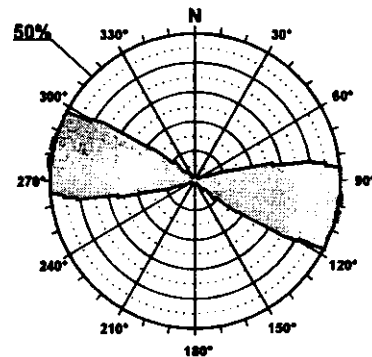
Diedros Rectos



Estación: BARRERO1
Coordenadas U.T.M.
X: 518100
Y: 4472330
Z: 670
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

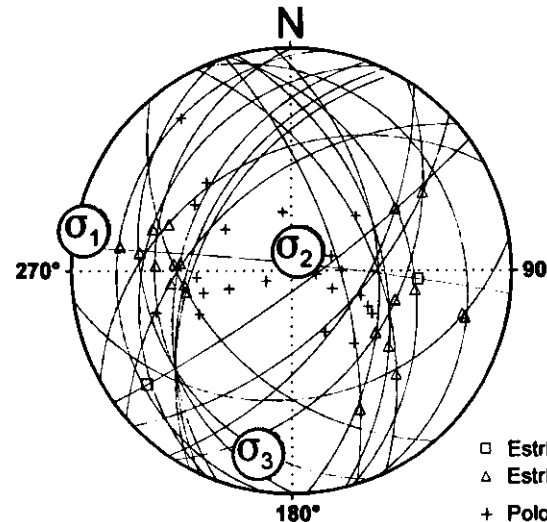
Rosa de Direcciones

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 101° ± 5,96°

Parámetros Globales
K: 3,0250
PH: -16,66°
Buzamiento: 43° ± 19°
Cabeceo: 53° ± 22°



Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)

σ_1 02/281°
 σ_2 79/023°
 σ_3 10/190°

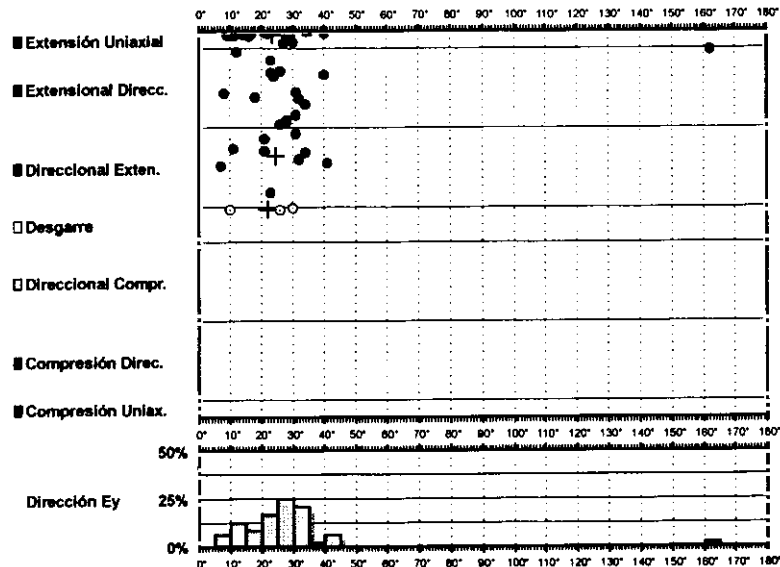
$R = 0.11$
 $\mu = 0.4$

F.E. = 18 (70)

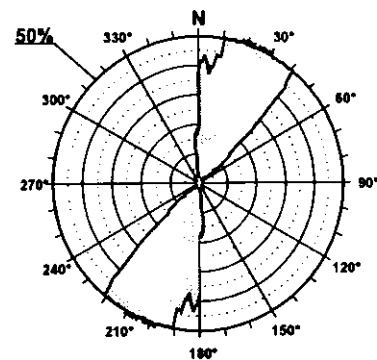
□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·BARRERO2·

Gráfico

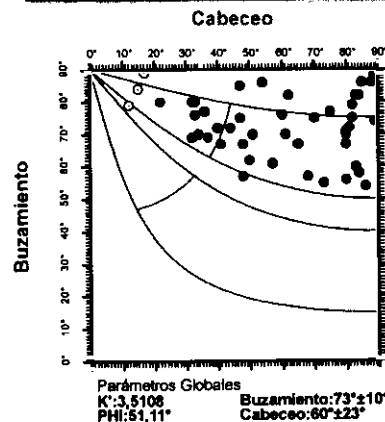


Rosa de Direcciones

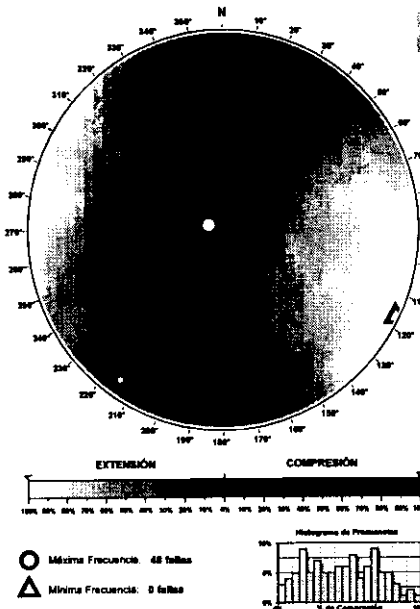


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 24° ± 6,96°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

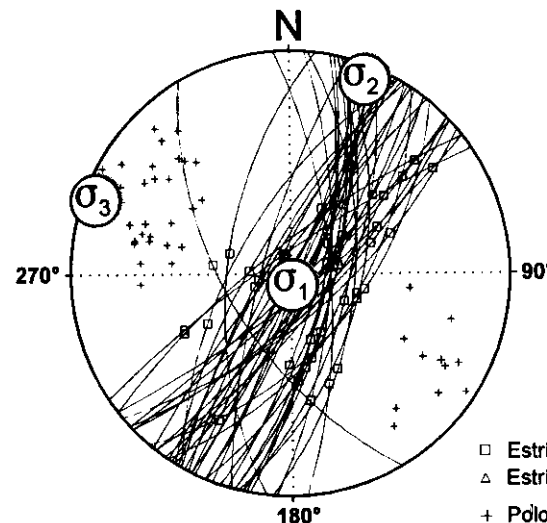


Diedros Rectos



Estación: BARRERO2
Coordenadas U.T.M.
X: 518100
Y: 4472330
Z: 670
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)

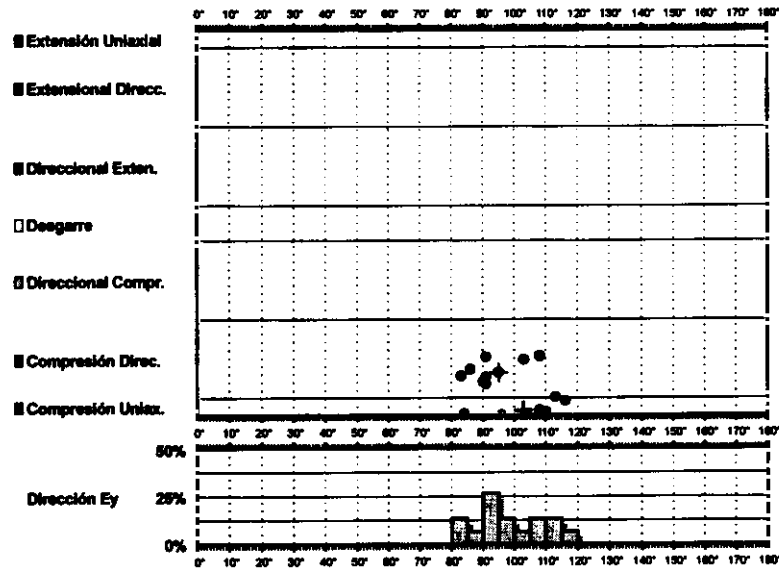


σ_1 84/162°
 σ_2 03/022°
 σ_3 03/291°

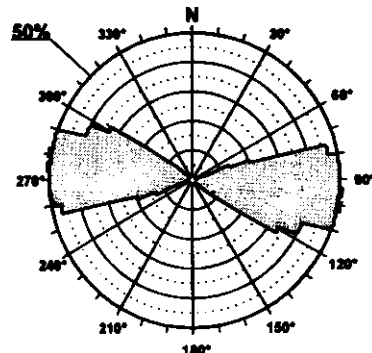
R = 0.55
 $\mu = 0.6$

F.E. = 42 (70)

Modelo de Deslizamiento ·DESAMPAI·

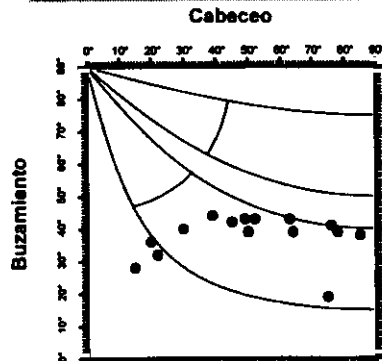


Rosa de Direcciones



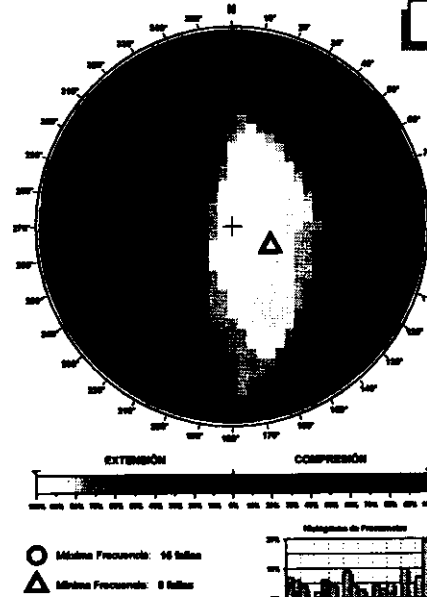
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DETM: 90° ± 4,84°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



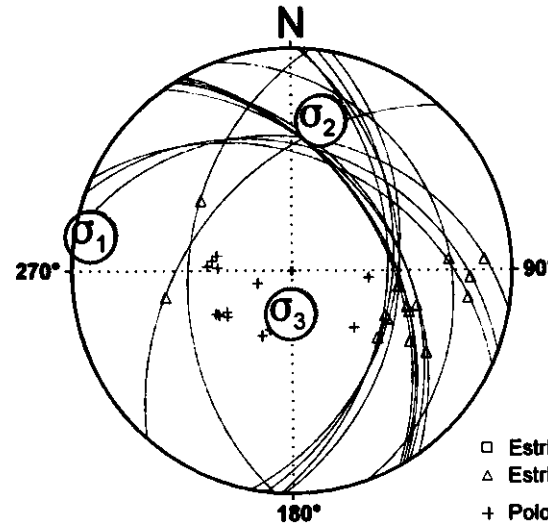
Parámetros Globales
 K: -1,1901 Buzamiento: 38° ± 07°
 PHI: -27,47° Cabeceo: 61° ± 22°

Diedros Rectos



Estación: DESAMPAI
 Coordenadas U.T.M.
 X: 516750
 Y: 4467800
 Z: 680
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



F.E. = 15 (28)

Modelo de Deslizamiento ·DESAMPAN·

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

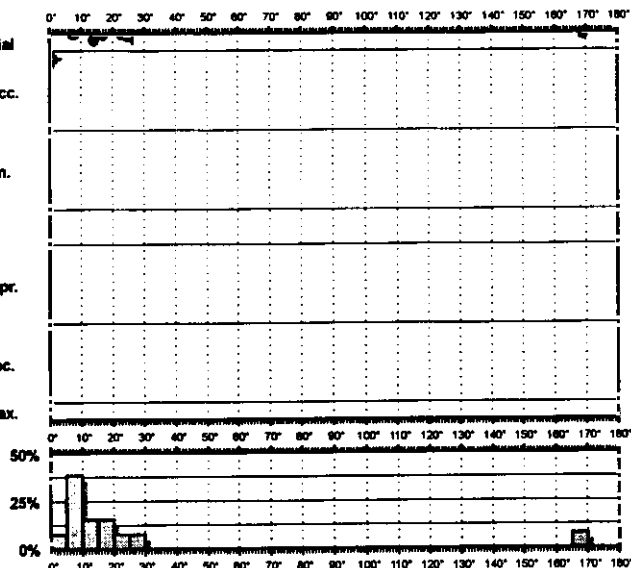
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

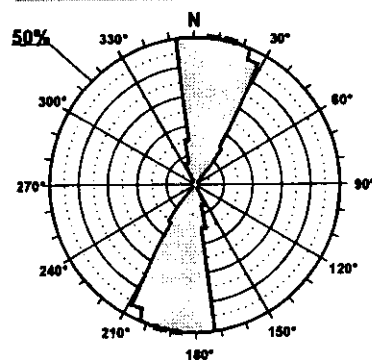
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

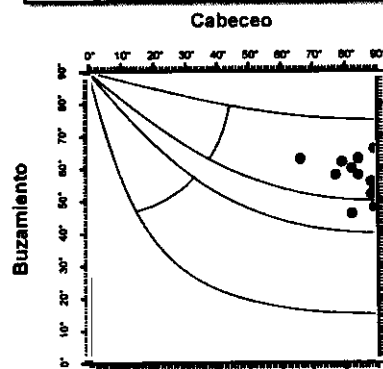


Rosa de Direcciones



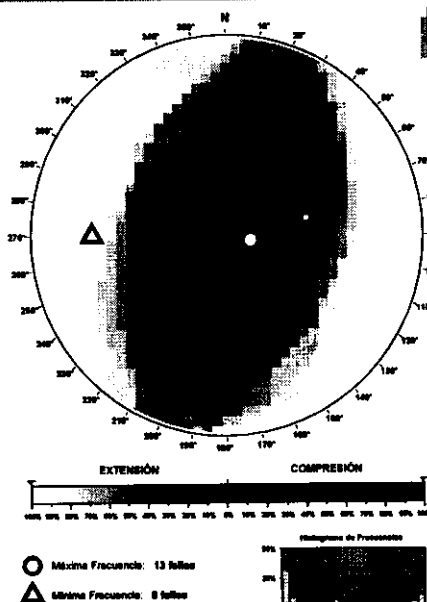
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 11° ± 5,87°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



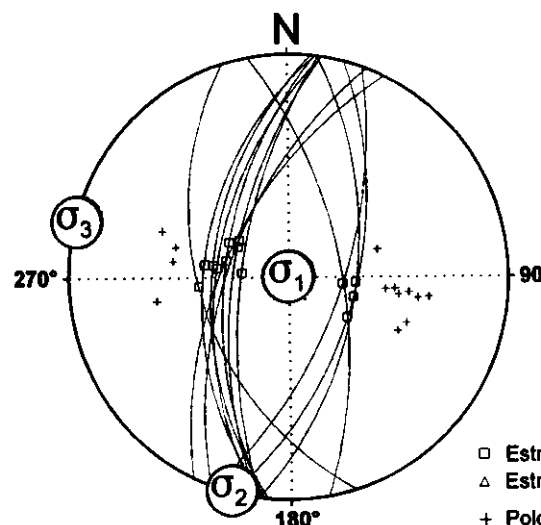
Parámetros Globales
K: 0,0002 Buzamiento: 57° ± 06°
PFI: 23,71° Cabeceo: 84° ± 06°

Diedros Rectos



Estación: DESAMPAN
Coordenadas U.T.M.
X: 516750
Y: 4467800
Z: 680
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



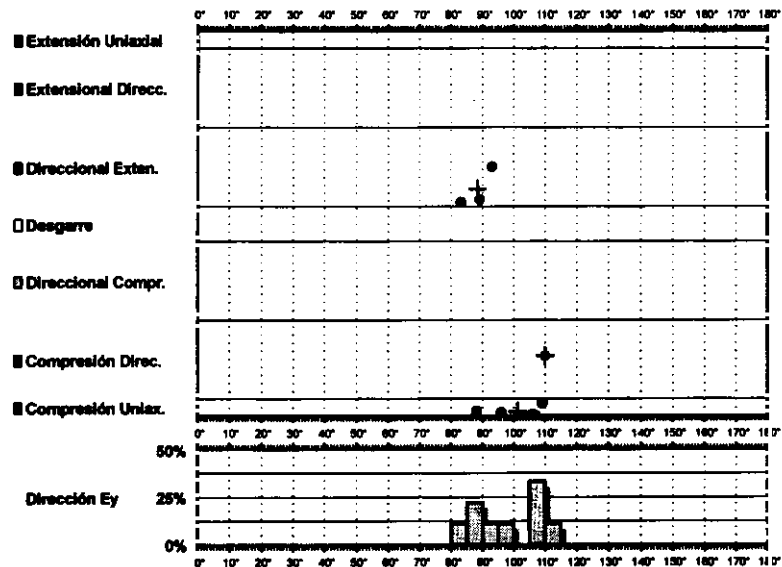
σ_1 89/043°
 σ_2 00/195°
 σ_3 00/285°

R = 0.26
 $\mu = 0.4$

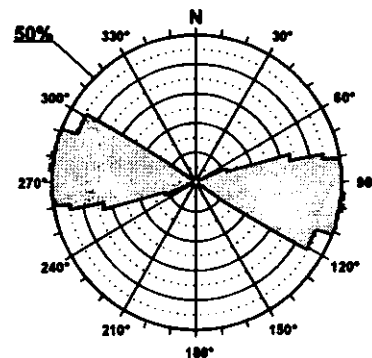
F.E. = 13 (28)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·SAELICE1·

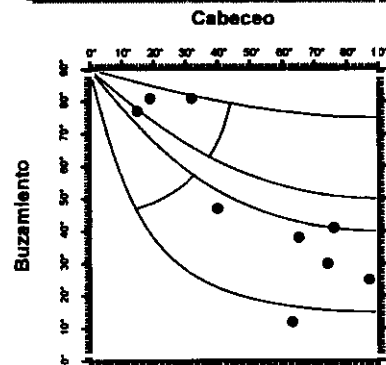


Rosa de Direcciones



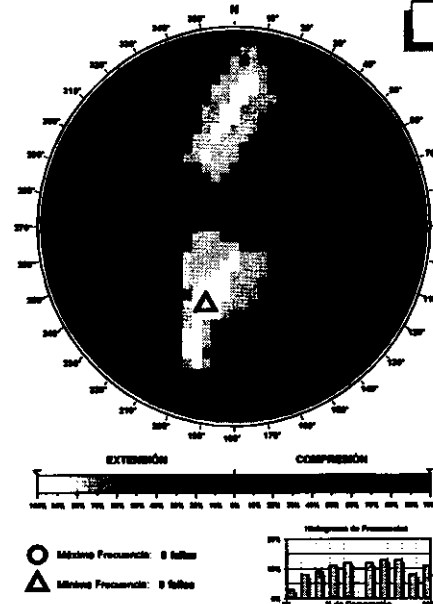
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 96° ± 3,83°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
 K: 1,0531 Buzamiento: 48° ± 24°
 PHI: -07,82° Cabeceo: 52° ± 25°

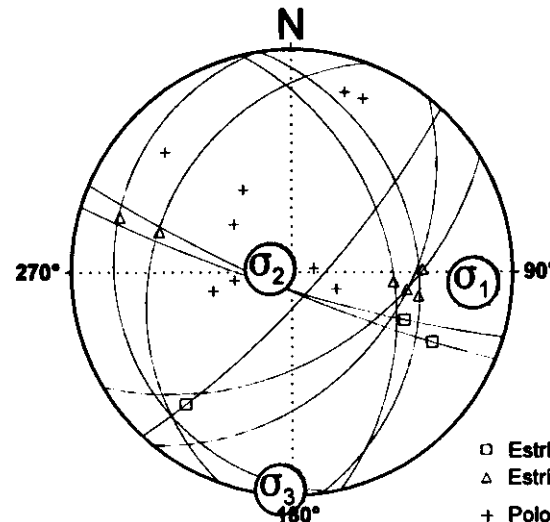
Diedros Rectos



Estación: SAE1ICE1
 Coordenadas U.T.M.
 X: 517500
 Y: 4418450
 Z: 890
 Edad de los materiales:
 Jurásico

Inversión de Esfuerzos

(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 10/093°
 σ_2 79/283°
 σ_3 01/183°

$R = 0.16$
 $\mu = 0.7$

F.E. = 9 (26)

□ Estría normal
 △ Estría inversa
 + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento - SAE LICE2

© 2000

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

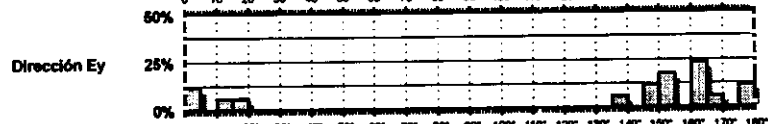
■ Direccional Exten.

□ Desgarre

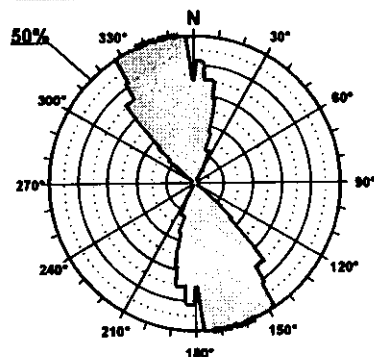
□ Direccional Compr.

■ Compresión Direcc.

■ Compresión Uniax.

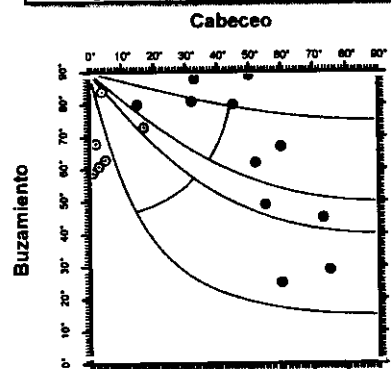


Rosa de Direcciones



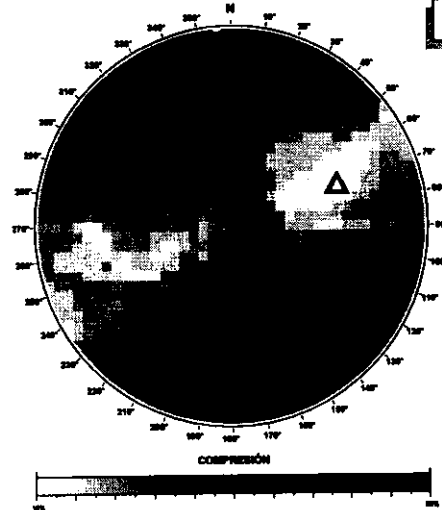
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 16°
OEYM: 165° ± 8,80°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

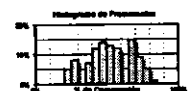


Parámetros Globales
K⁻: 10,9397
PH: 10,35°
Buzamiento: 65° ± 19°
Cabeceo: 34° ± 26°

Diedros Rectos

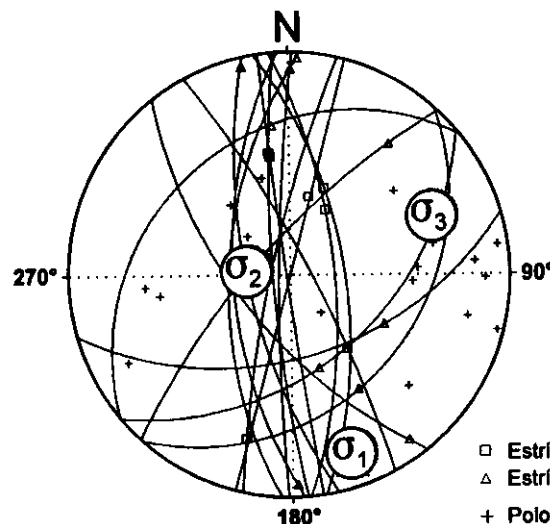


○ Máxima Frecuencia: 16 fallas
△ Mínima Frecuencia: 3 fallas



Estación: SAE LICE2
Coordenadas U.T.M.
X: 517500
Y: 4418450
Z: 890
Edad de los materiales:
Jurásico

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

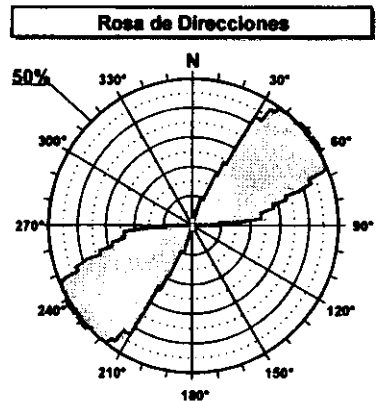
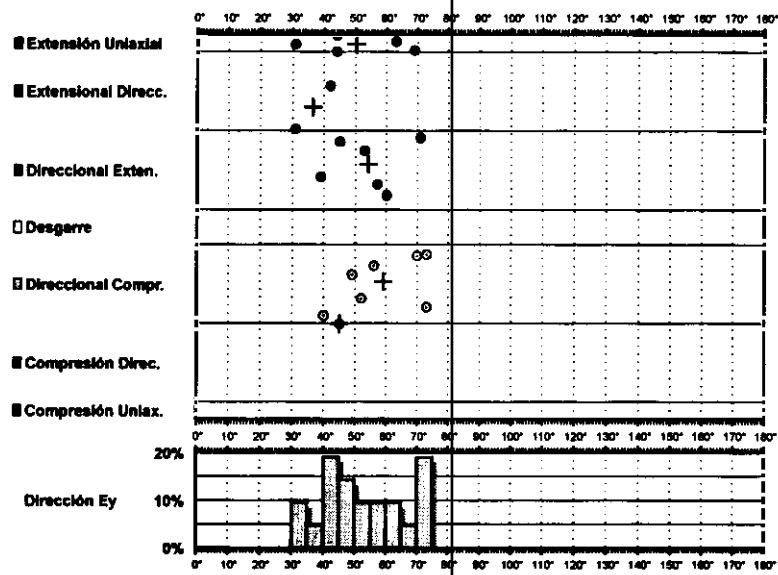
σ₁ 09/161°
σ₂ 68/276°
σ₃ 19/068°

R = 0.30
μ = 0.5

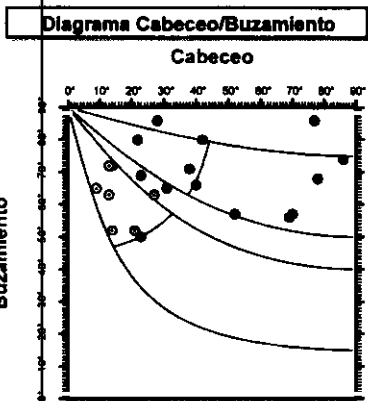
F.E. = 12 (26)

Modelo de Deslizamiento - CUBILLO1

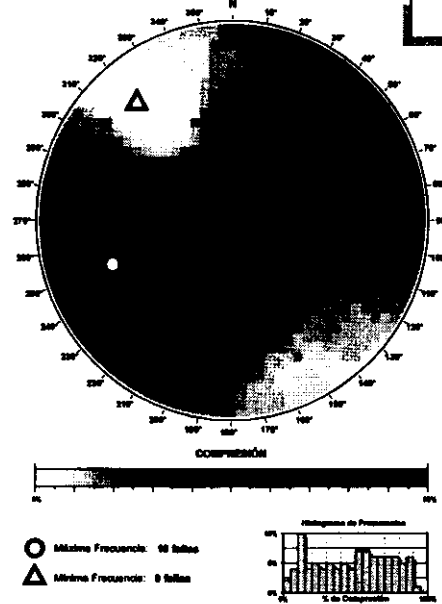
Gráfico



Valor Máximo de Escala: 60%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 53° ± 6,92°

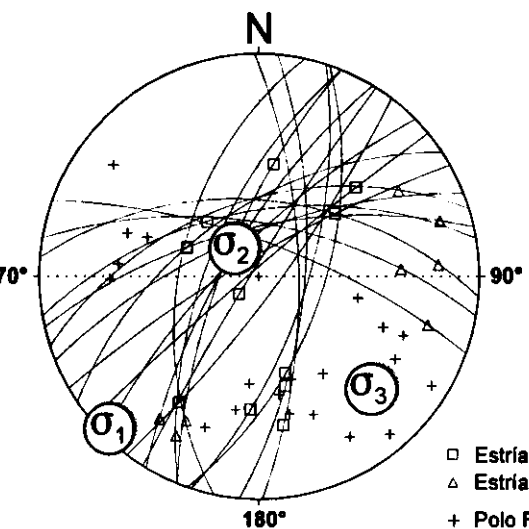


Parámetros Globales
 K: -0,6096 Buzamiento: 67° ± 10°
 PHI: 20,83° Cabeceo: 38° ± 24°



Diedros Rectos

Estación: CUBILLO1
 Coordenadas U.T.M.
 X: 583600
 Y: 4414200
 Z: 1110
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior



Inversión de Esfuerzos
 (Reches *et al.*, 1992)

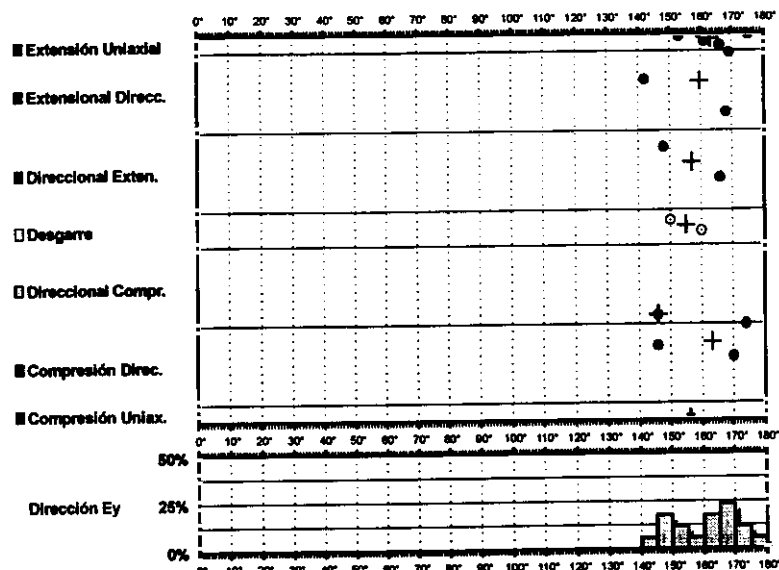
σ_1 02/225°
 σ_2 71/321°
 σ_3 18/134°

$R = 0.63$
 $\mu = 0.3$

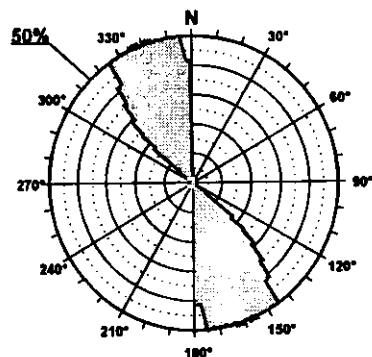
F.E. = 14 (38)

□ Estría normal
 △ Estría inversa
 + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -CUBILLO2-

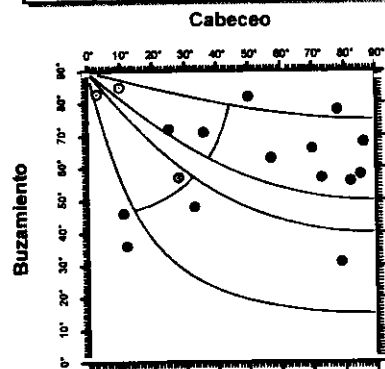


Rosa de Direcciones



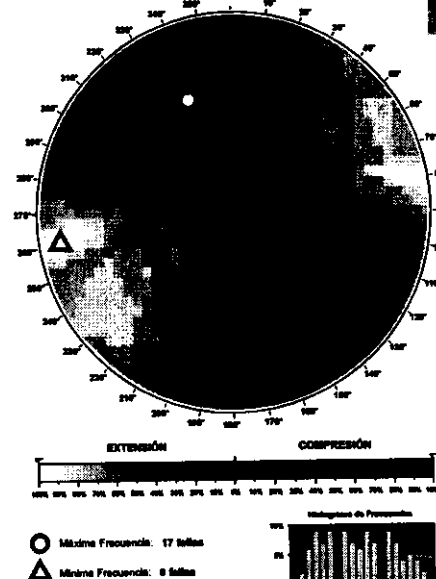
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DCM: 159° ± 8,28°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



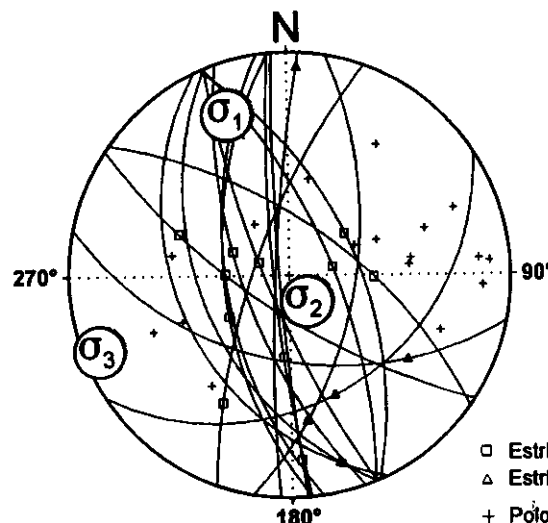
Parámetros Globales
 K: -6,2426
 PHI: 18,83°
 Buzamiento: 82° ± 16°
 Cabeceo: 48° ± 29°

Diedros Rectos



Estación: CUBILLO2
 Coordenadas U.T.M.
 X: 583600
 Y: 4414200
 Z: 1110
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



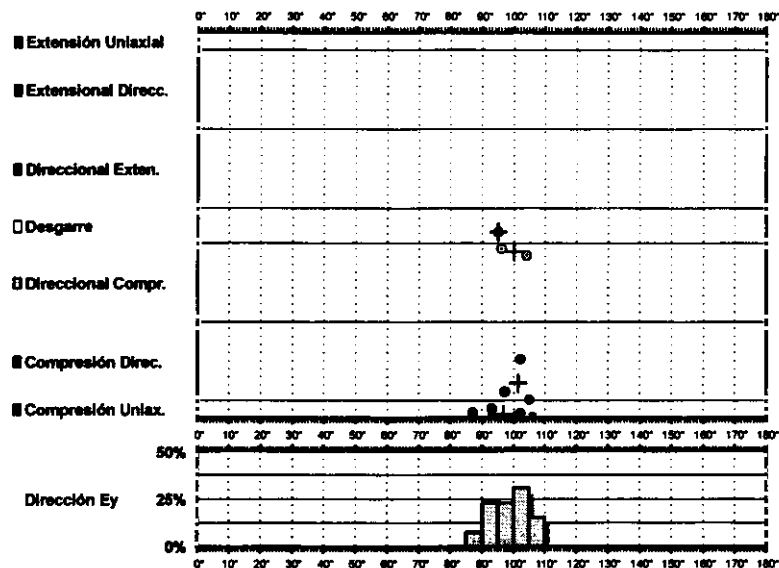
σ_1 14/340°
 σ_2 74/143°
 σ_3 04/249°

$R = 0.66$
 $\mu = 0.4$

F.E. = 15 (38)

□ Estría normal
 △ Estría inversa
 + Pólo Falla

Modelo de Deslizamiento · MELOI ·



Rosa de Direcciones

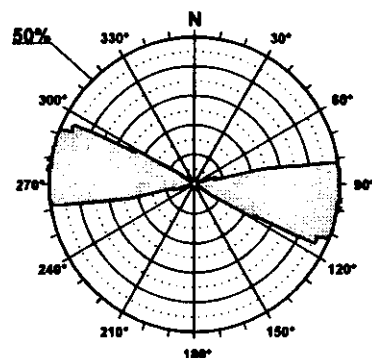
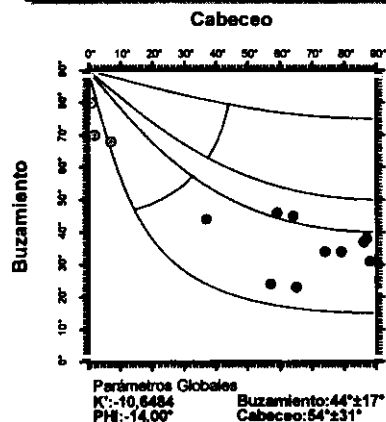
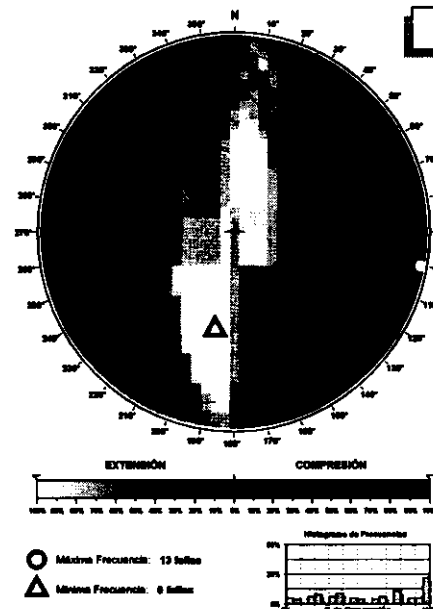


Diagrama Cabeceo/Buzamiento

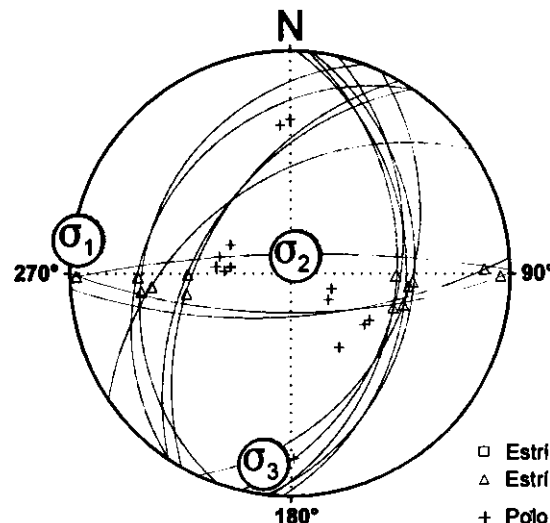


Diedros Rectos



Estación: MELOI
 Coordenadas U.T.M.
 X: 509550
 Y: 4442025
 Z: 860
 Edad de los materiales:
 Jurásico

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



F.E. = 13 (25)

Modelo de Deslizamiento -MELON-

Cirio

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

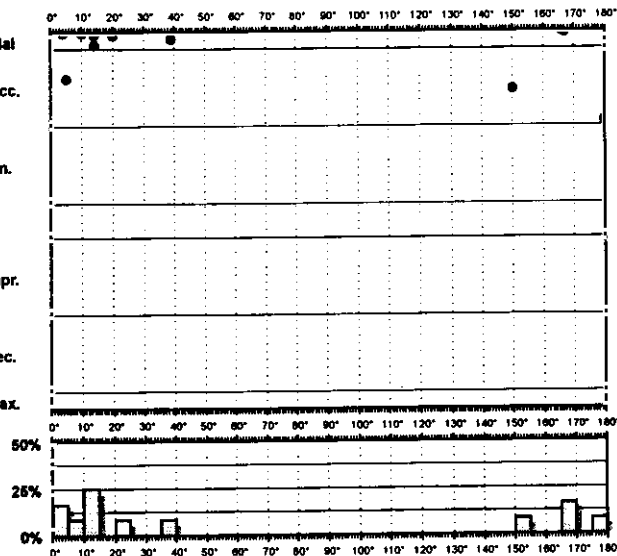
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

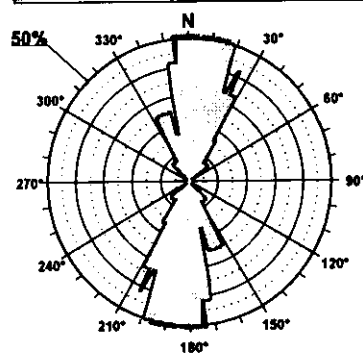
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey



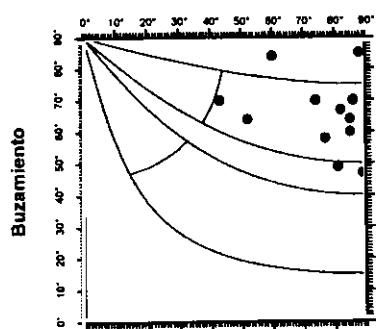
Rosa de Direcciones



Valor Máximo de Escala: 60%
Angulo de Apertura: 15°
DEYM: 6° ± 12,06°

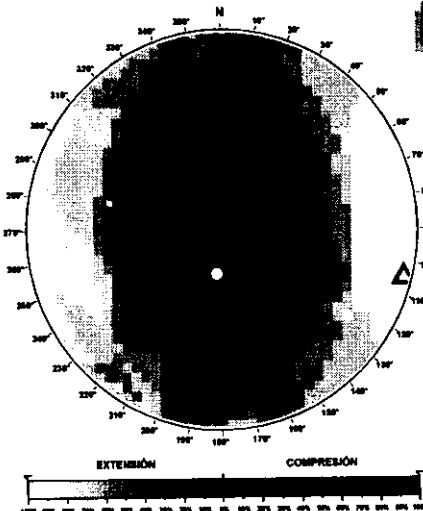
Diagrama Cabeceo/Buzamiento

Cabeceo

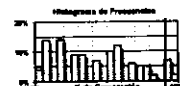


Parámetros Globales
K: 0,2863 Buzamiento: 66° ± 11°
Phi: 40,51° Cabeceo: 75° ± 15°

Diedros Rectos

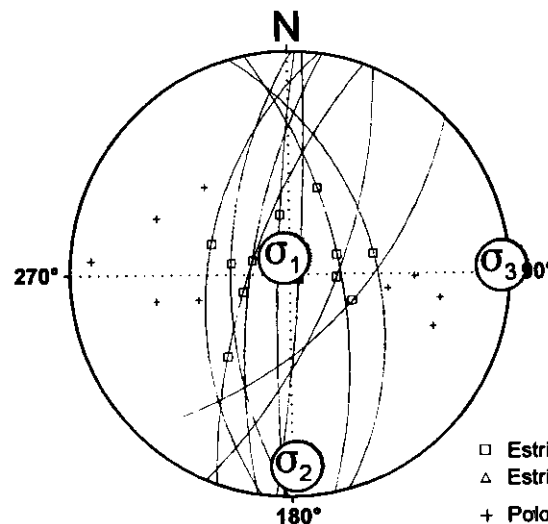


○ Máxima Frecuencia: 12 fallas
△ Mínima Frecuencia: 8 fallas



Estación: MELON
Coordenadas U.T.M.
X: 509550
Y: 4442025
Z: 860
Edad de los materiales:
Jurásico

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



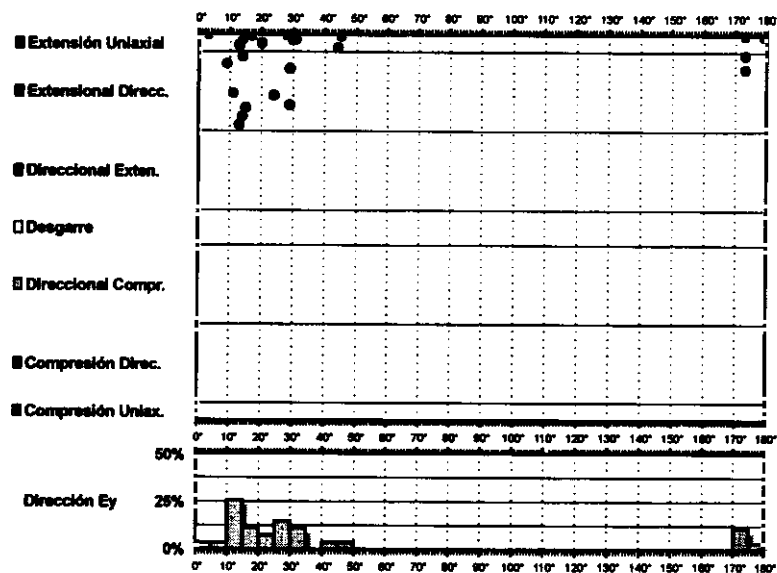
σ_1 81/349°
 σ_2 08/178°
 σ_3 01/088°

$R = 0.17$
 $\mu = 0.7$

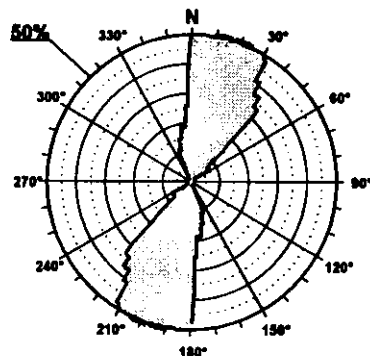
F.E. = 12 (25)

□ Estria normal
△ Estria inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·INFIERN·

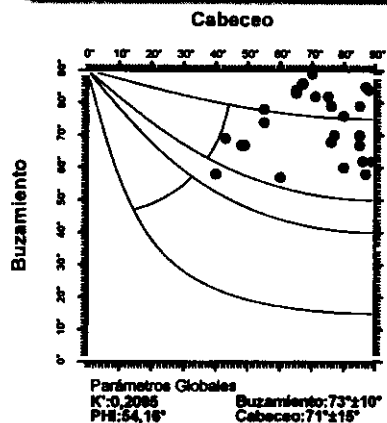


Rosa de Direcciones

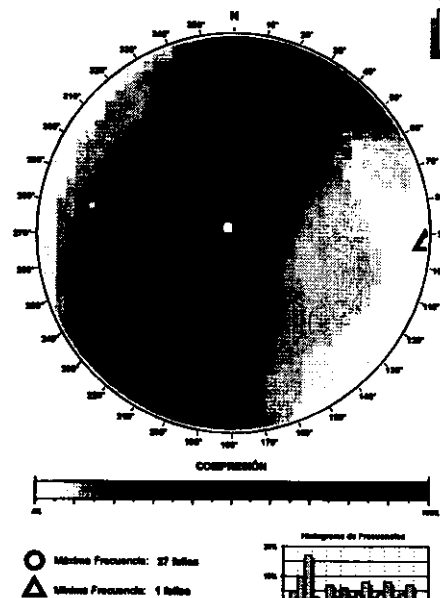


Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 17° ± 8,45°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

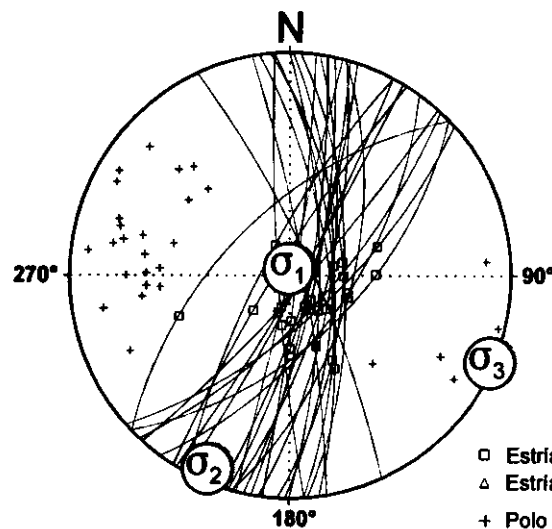


Diedros Rectos

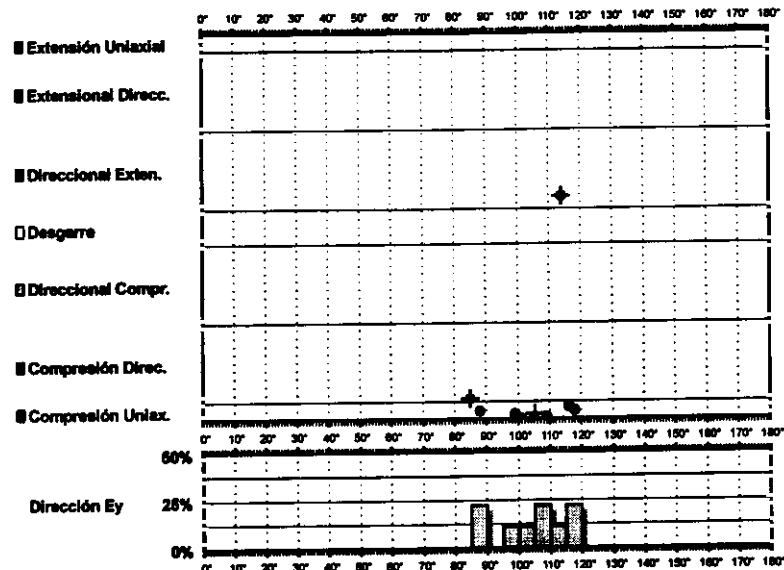
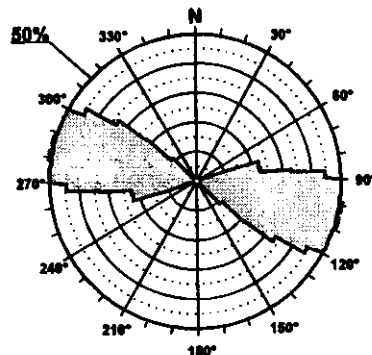


Estación: INFIERN
 Coordenadas U.T.M.
 X: 514200
 Y: 4465250
 Z: 880
 Edad de los materiales:
 Jurásico

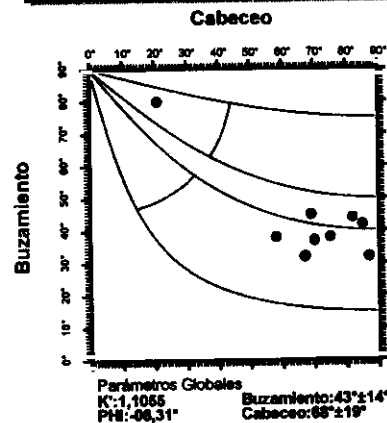
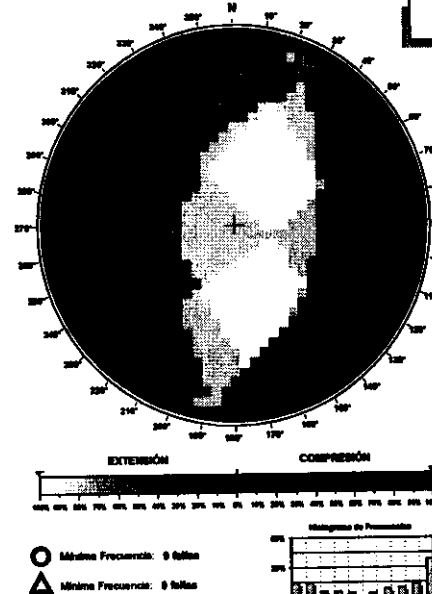
Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



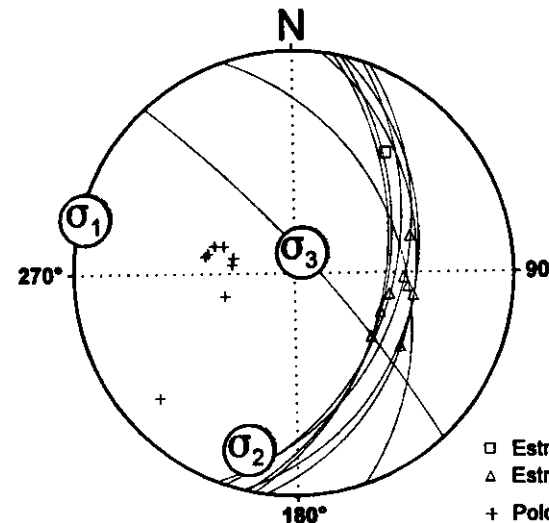
F.E. = 25 (36)

Modelo de Deslizamiento -INFIERI-**Rosa de Direcciones**

Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEVM: 104° ± 6,27°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento**Diedros Rectos**

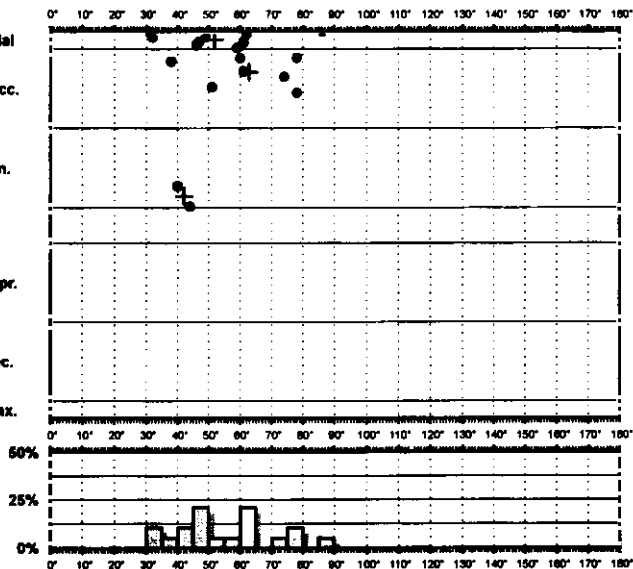
Estación: INFIERI
Coordenadas U.T.M.
X: 514200
Y: 4465250
Z: 880
Edad de los materiales:
Jurásico

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)

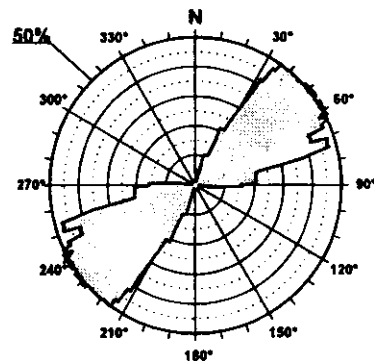
Modelo de Deslizamiento -caracenn-

Gráfico

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

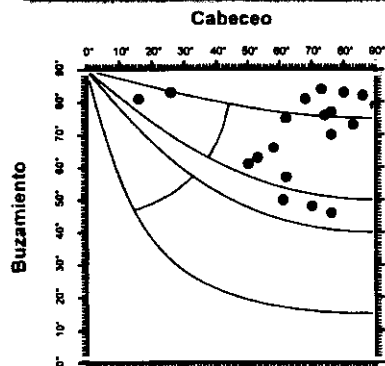


Rosa de Direcciones



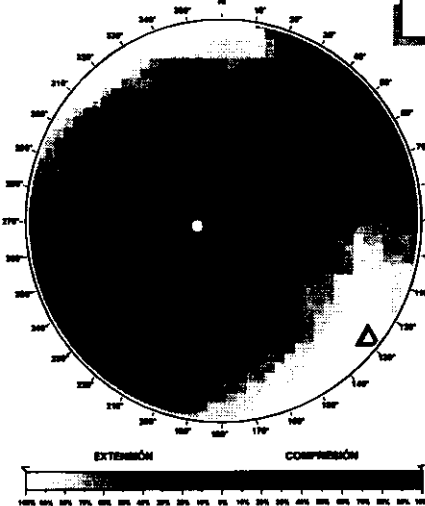
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 55° ± 8.44°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

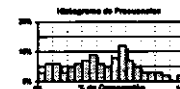


Parámetros Globales
K': 2.2798 Buzamiento: 70° ± 12°
Phi: 44.24° Cabeceo: 55° ± 10°

Diedros Rectos

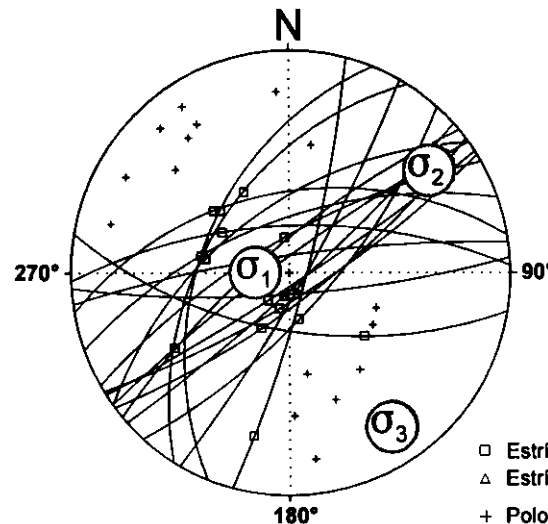


○ Máxima Frecuencia: 18 fallas
△ Mínima Frecuencia: 6 fallas



Estación: CARACENN
Coordenadas U.T.M.
X: 537250
Y: 4441700
Z: 1060
Edad de los materiales:
Mioceno Medio-Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 73/272°
 σ_2 13/054°
 σ_3 10/146°

R = 0.17
 $\mu = 1.1$

F.E. = 16 (31)

- Estría normal
- △ Estría inversa
- + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -caraceni-

Geotecnia

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

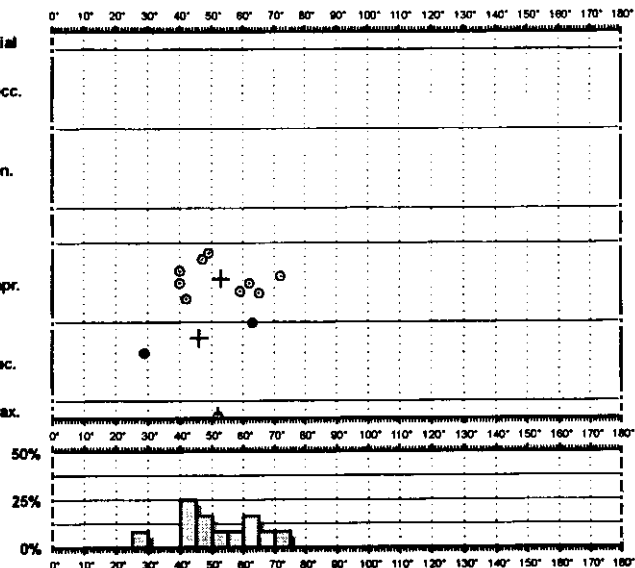
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

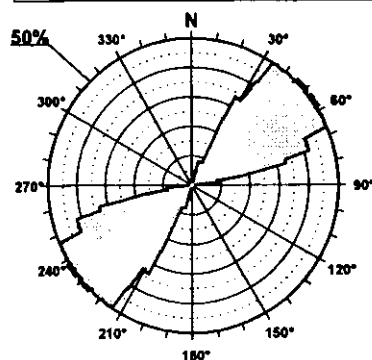
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

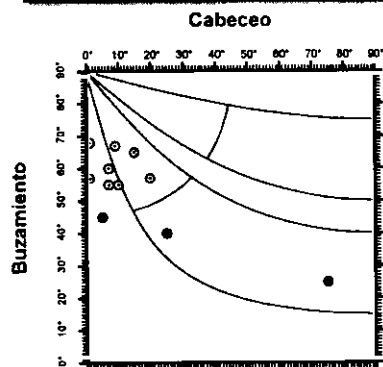


Rosa de Direcciones



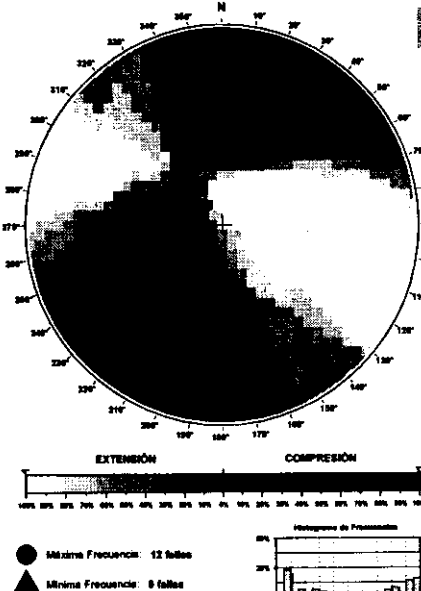
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 62° ± 6,51°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



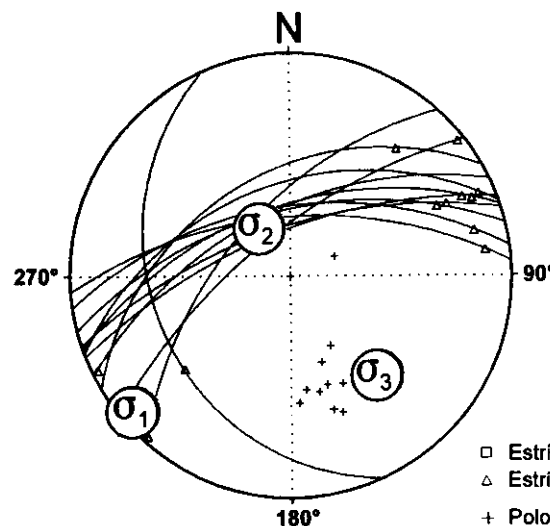
Parámetros Globales
K': -2,2604 Buzamiento: 54° ± 12°
PHI: -50,79° Cabeceo: 15° ± 20°

Diedros Rectos



Estación: CARACENI
Coordenadas U.T.M.
X: 537250
Y: 4441700
Z: 1060
Edad de los materiales:
Mioceno Medio - Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 03/230°
 σ_2 61/328°
 σ_3 20/28/138°

R = 0.19
 $\mu = 1.1$

F.E. = 10 (31)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento · MATALOB1·

epiwin

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

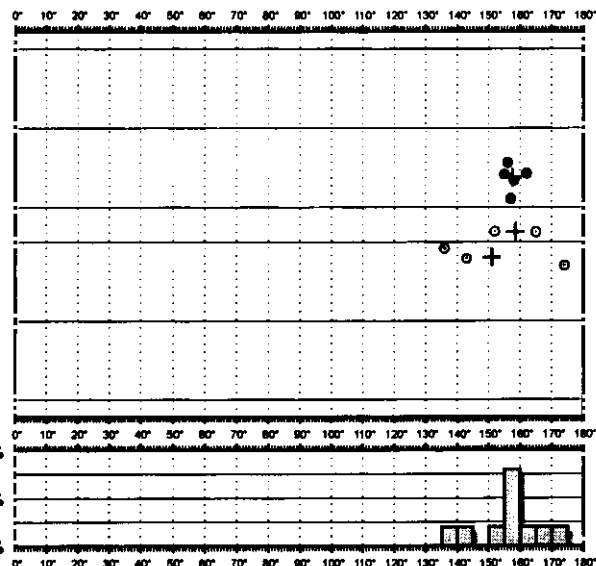
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

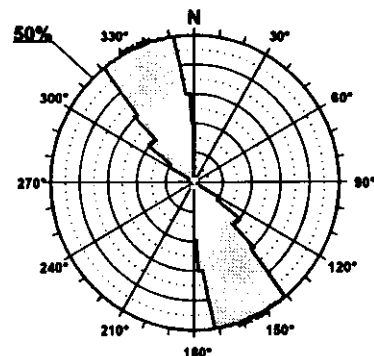
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

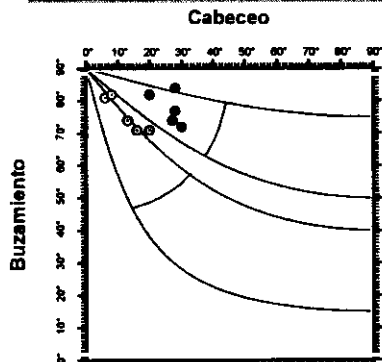


Rosa de Direcciones



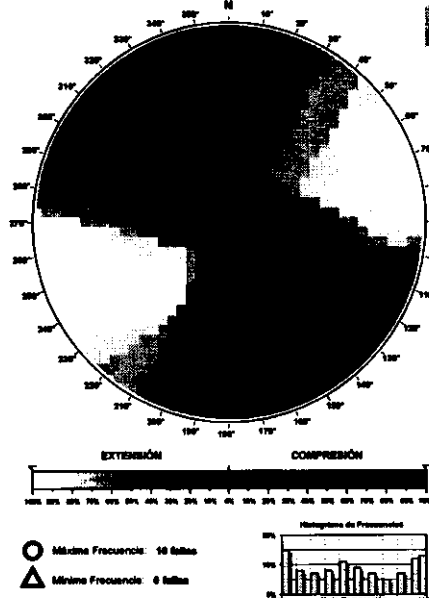
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 156° ± 7,30°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



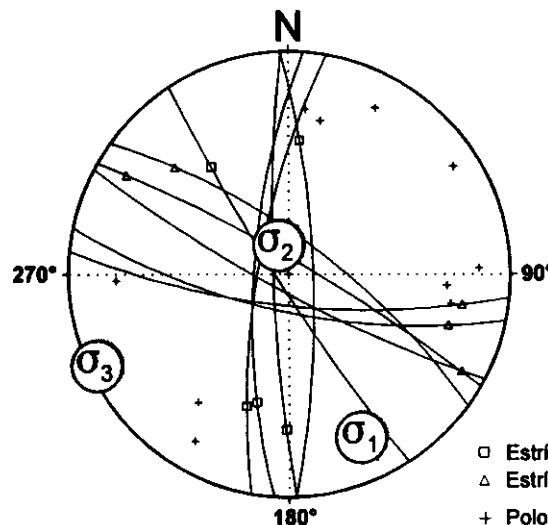
Parámetros Globales
K: 9,9908 Buzamiento: 77° ± 05°
Phi: 21,96° Cabeceo: 20° ± 06°

Diedros Rectos



Estación: MATALOB1
Coordenadas U.T.M.
X: 535750
Y: 4426200
Z: 875
Edad de los materiales:
Cuaternario

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 12/155°
 σ_2 74/344°
 σ_3 02/245°

$R = 0.72$
 $\mu = 0.5$

F.E. = 10 (25)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento · MATABLO2·

Gratias

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

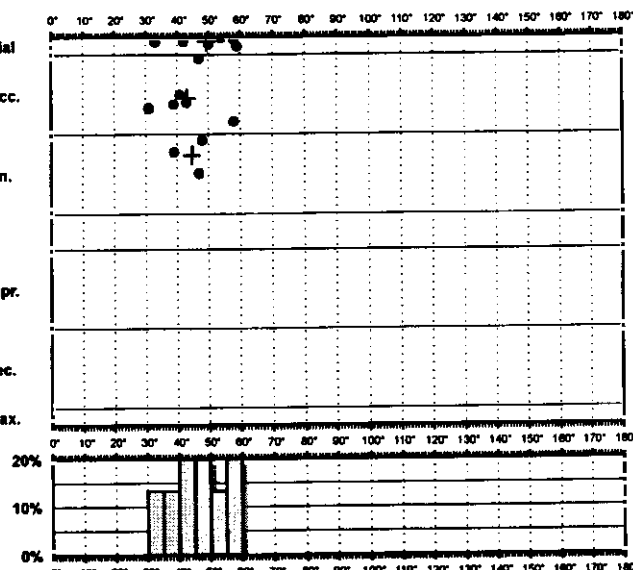
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

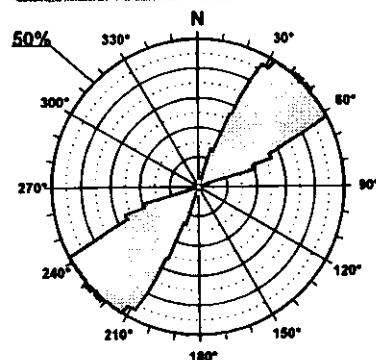
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

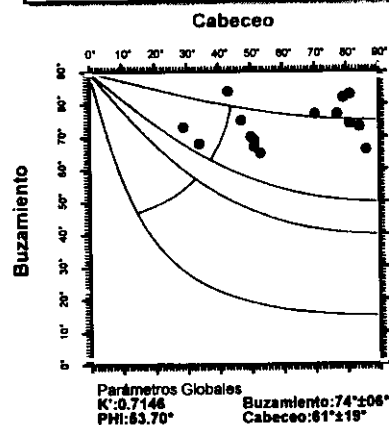


Rosa de Direcciones



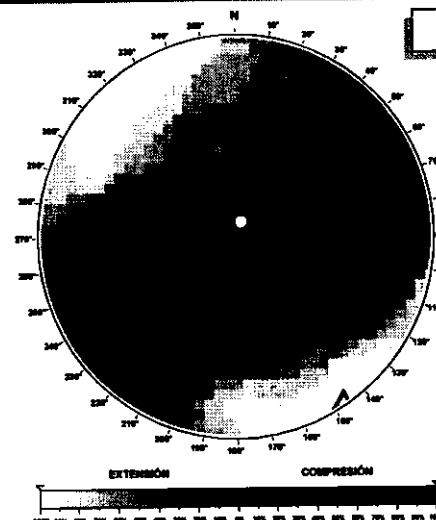
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 46° ± 4.7°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

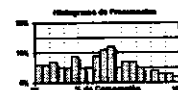


Parámetros Globales
K: 0.7146 Buzamiento: 74° ± 06°
PHI: 63.70° Cabeceo: 61° ± 15°

Diedros Rectos

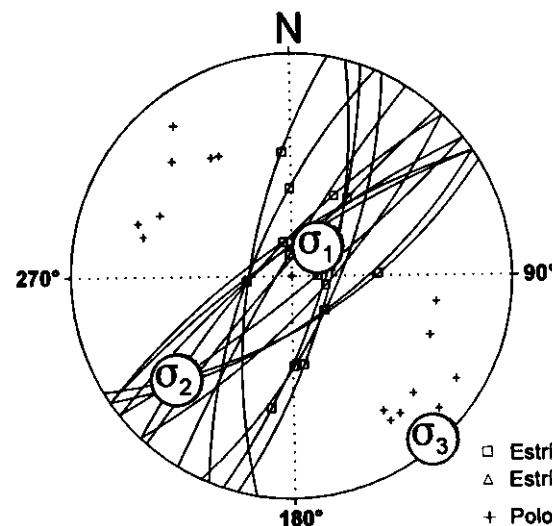


○ Máxima Frecuencia: 16 fallas
△ Mínima Frecuencia: 8 fallas



Estación: MATABLO2
Coordenadas U.T.M.
X: 535750
Y: 4426200
Z: 875
Edad de los materiales:
Cuaternario

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 69/044°
 σ_2 20/229°
 σ_3 01/139°

R = 0.59
 $\mu = 1$

F.E. = 14 (25)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

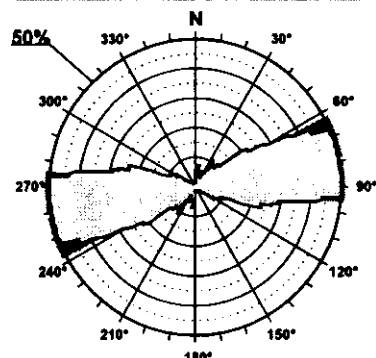
Modelo de Deslizamiento · LORANCA1 ·

Gráfico

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

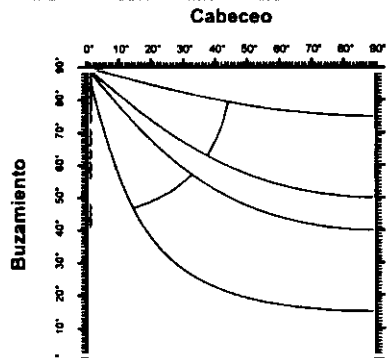


Rosa de Direcciones



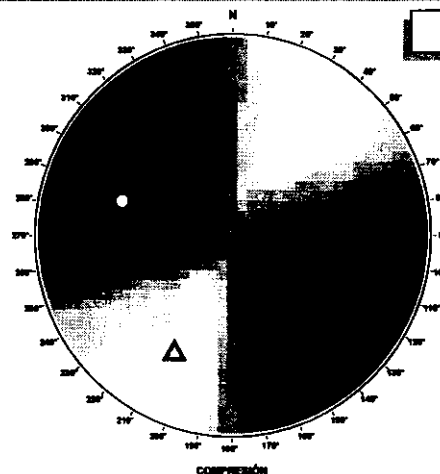
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 16°
DEYM: 79° ± 16.59°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K': 101.1495 Buzamiento: 75° ± 12°
PHI: 90.00° Cabeceo: 00° ± 00°

Diedros Rectos

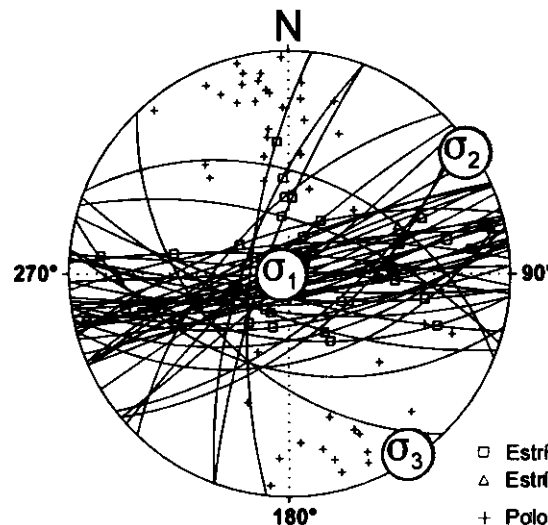


○ Máxima Frecuencia: 53 fallas
△ Mínima Frecuencia: 2 fallas



Estación: LORANCA1
Coordenadas U.T.M.
X: 489700
Y: 4477950
Z: 820
Edad de los materiales:
Mioceno Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 87/271°
 σ_2 01/056°
 σ_3 01/146°

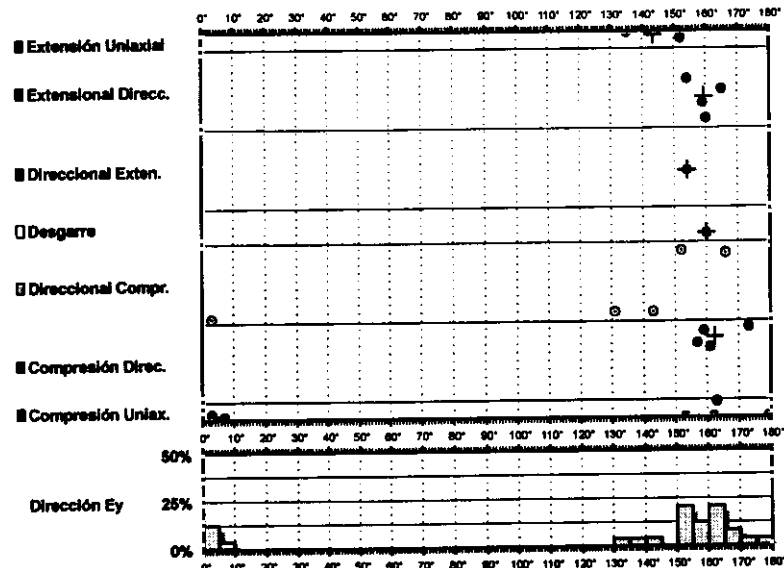
$R = 0.12$
 $\mu = 1.2$

F.E. = 36 (79)

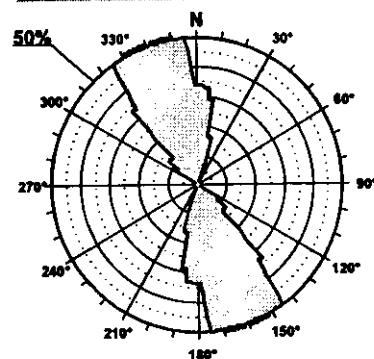
- Estría normal
- △ Estría inversa
- + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·LORANCA2·

Estación

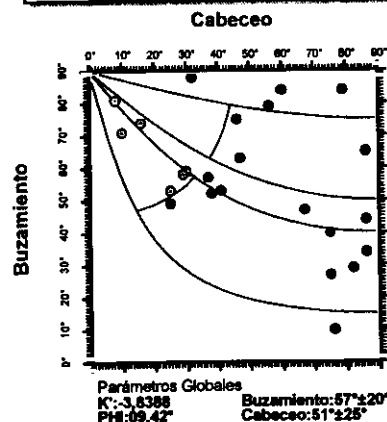


Rosa de Direcciones

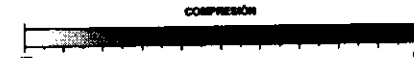
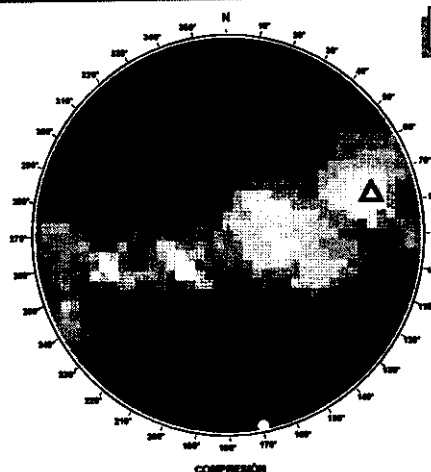


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 161° ± 9,86°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos



○ Máxima Frecuencia: 23 fallas

△ Mínima Frecuencia: 3 fallas

Estación: LORANCA2

Coordenadas U.T.M.

X: 489700

Y: 4477950

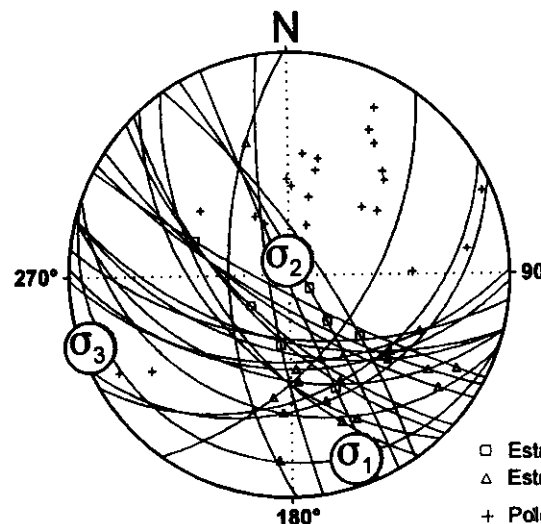
Z: 820

Edad de los materiales:

Mioceno Superior

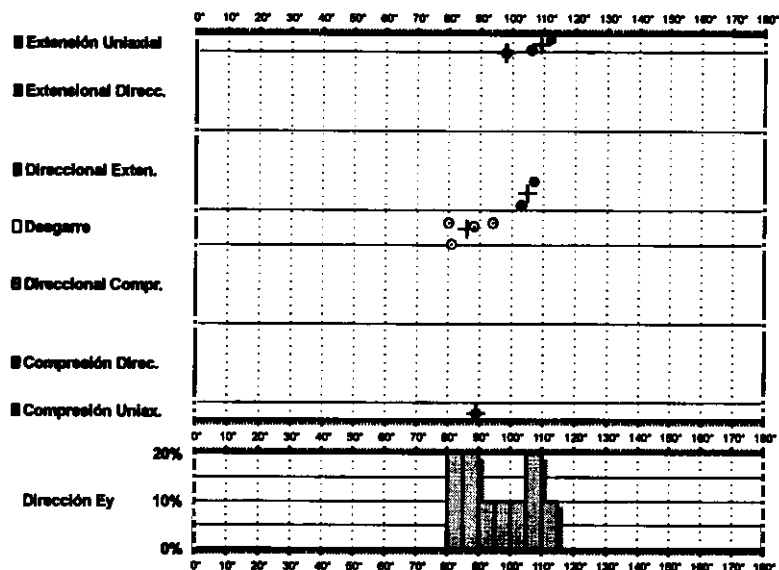
Inversión de Esfuerzos

(Reches *et al.*, 1992)

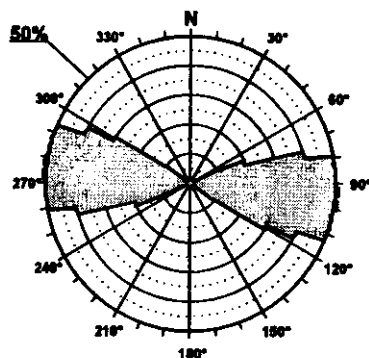


F.E. = 19 (79)

Modelo de Deslizamiento -ZORITA1-

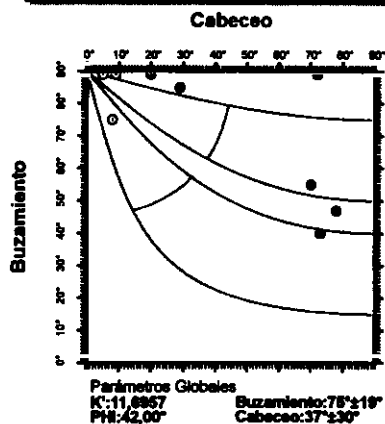


Rosa de Direcciones

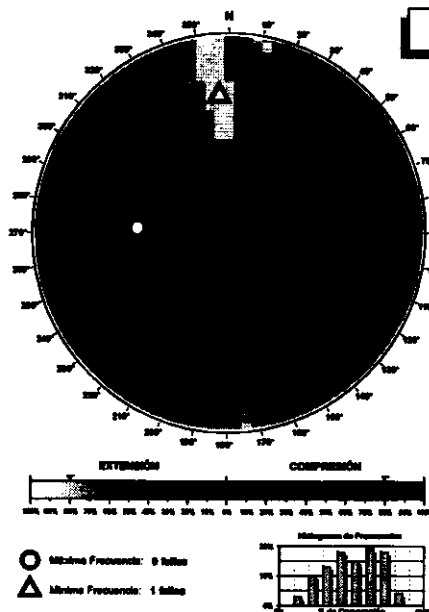


Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 95° ± 5,21°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

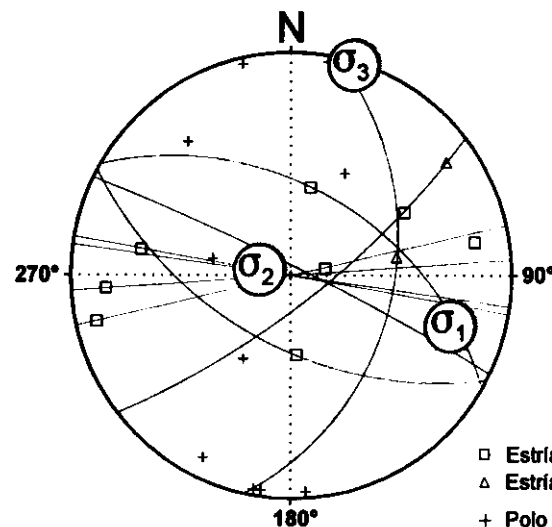


Diedros Rectos



Estación: ZORITA1
 Coordenadas U.T.M.
 X: 513800
 Y: 4458900
 Z: 800
 Edad de los materiales:
 Eoceno - Oligoceno

Inversión de Esfuerzos
(Reches et al., 1992)

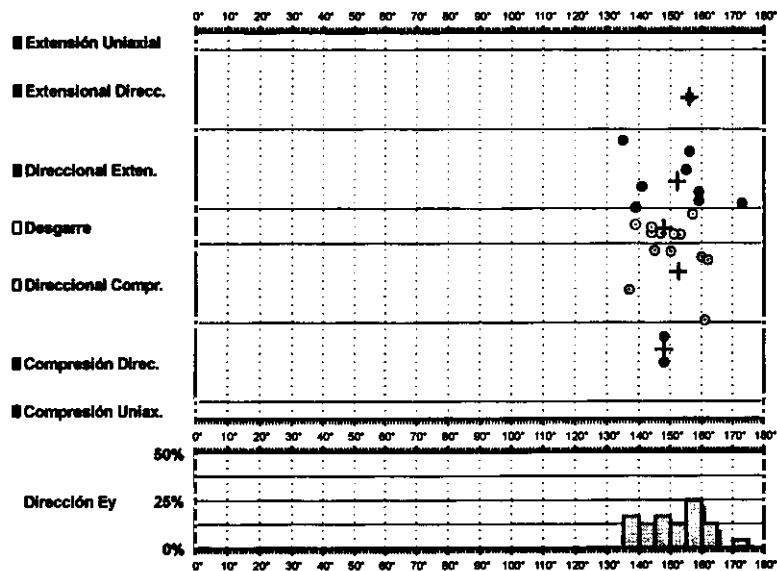


σ_1 15/107°
 σ_2 74/283°
 σ_3 00/017°

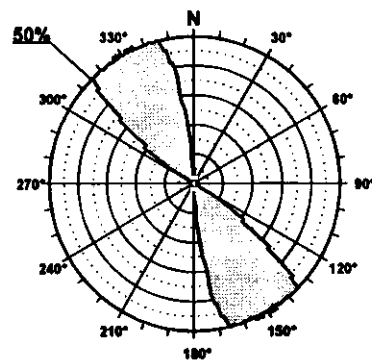
$R = 0.76$
 $\mu = 0.4$

F.E. = 8 (34)

Modelo de Deslizamiento -ZORITA2-

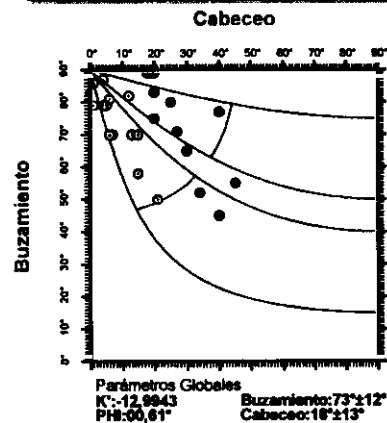


Rosa de Direcciones

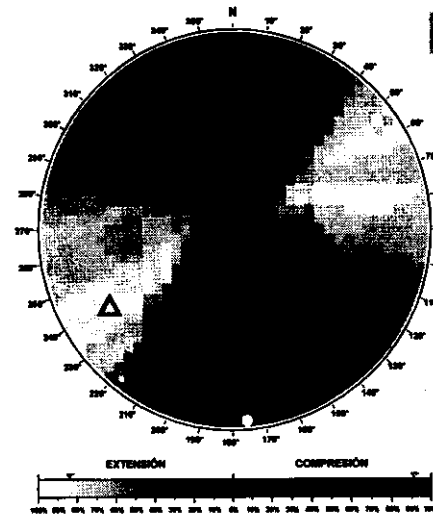


Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 151° ± 5,12°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

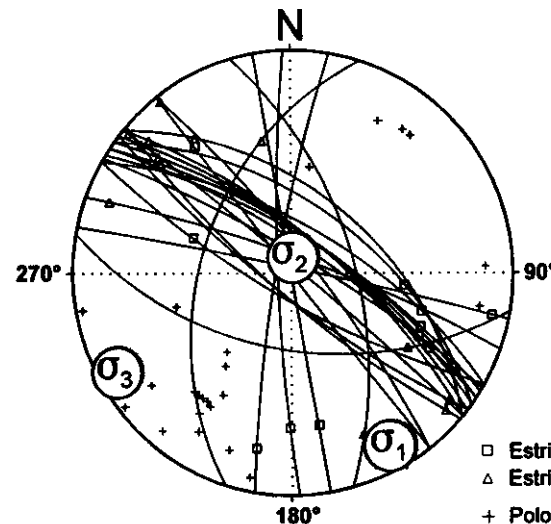


Diedros Rectos



Estación: ZORITA2
 Coordenadas U.T.M.
 X: 513800
 Y: 4458900
 Z: 800
 Edad de los materiales:
 Eoceno-Oligoceno

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



F.E. = 19 (34)

Modelo de Deslizamiento ·BUJEDA1·

Gratios

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

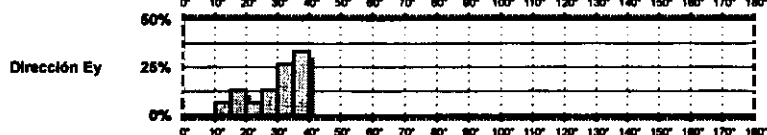
■ Direccional Exten.

□ Desgarra

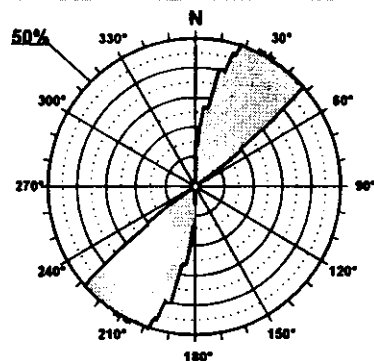
□ Direccional Compr.

■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

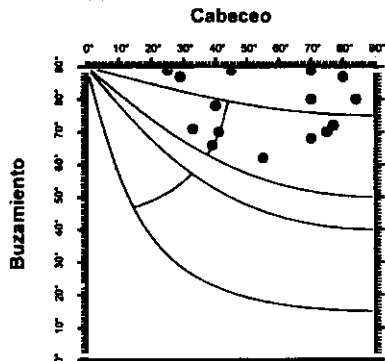


Rosa de Direcciones



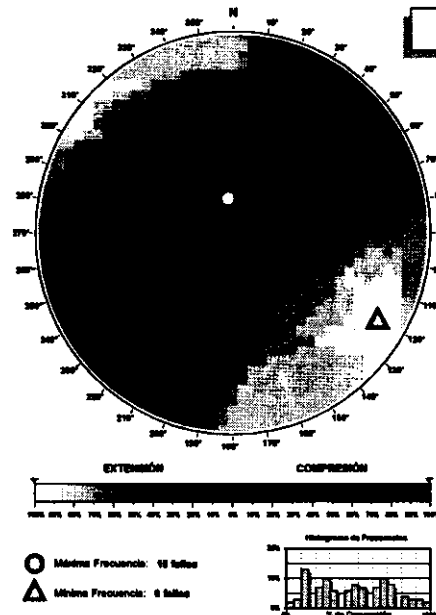
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 16°
DEYM: 29° ± 3.87°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



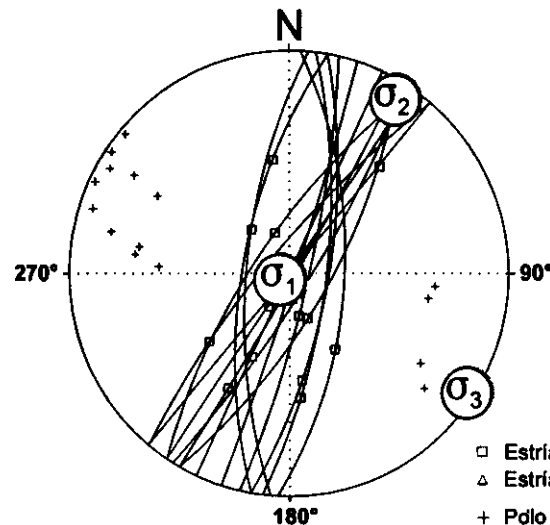
Parámetros Globales
K': 0.8388 Buzamiento: 77° ± 09°
PHI: 58.88° Cabeceo: 56° ± 20°

Diedros Rectos



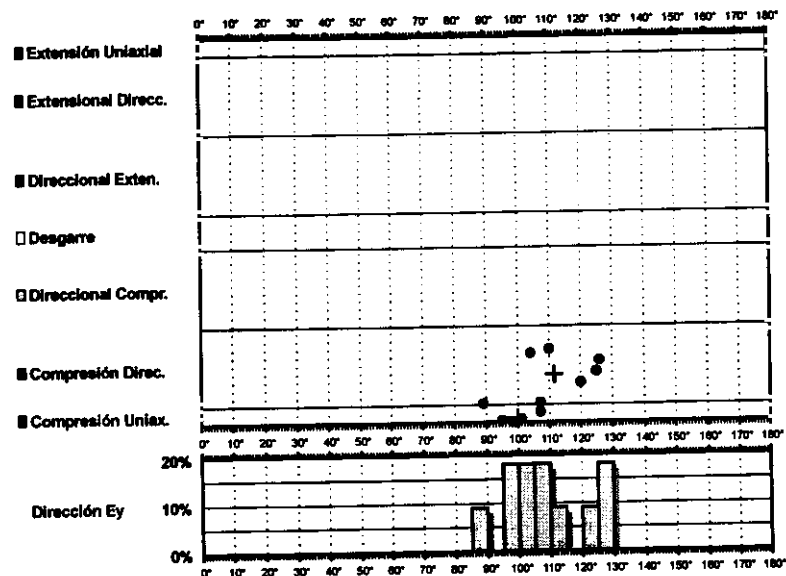
Estación: BUDEJA1
Coordenadas U.T.M.
X: 513900
Y: 4453500
Z: 920
Edad de los materiales:
Mioceno Inferior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)

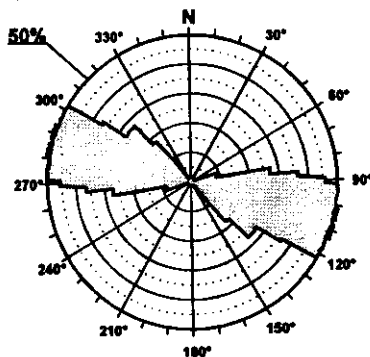


F.E. = 15 (26)

Modelo de Deslizamiento ·BUJEDA2·

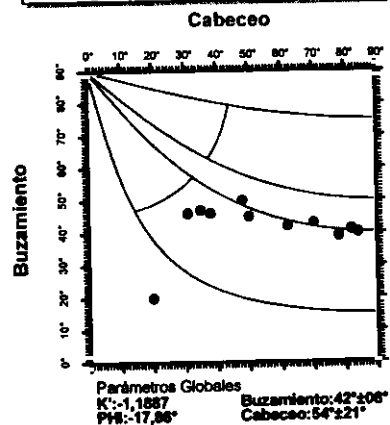


Rosa de Direcciones

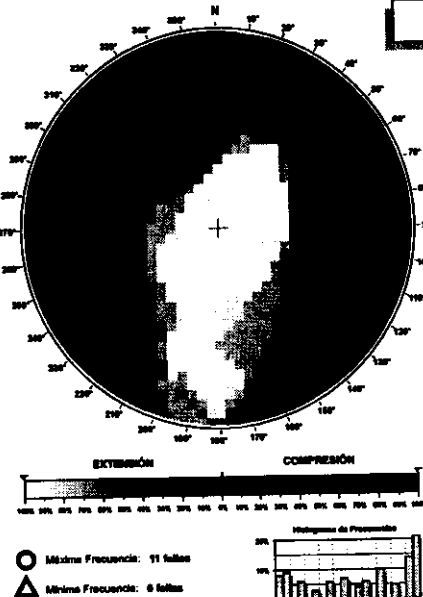


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEVM: 107° ± 7,22°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

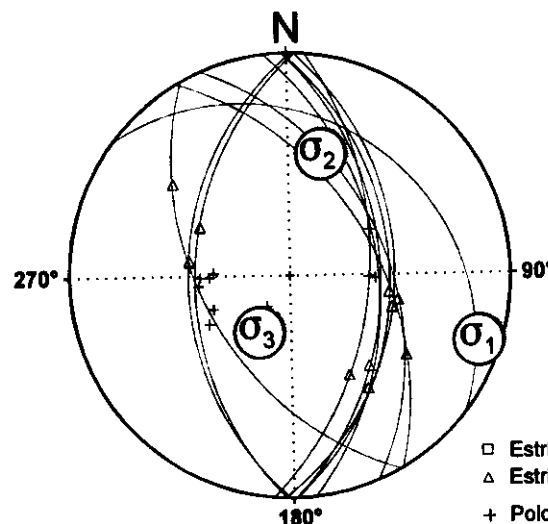


Diedros Rectos

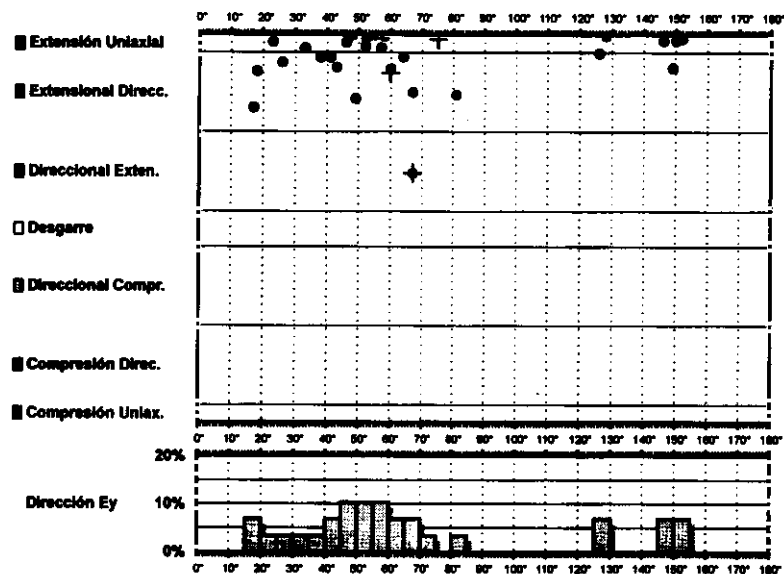


Estación: BUJEDA2
Coordenadas U.T.M.
X: 513900
Y: 4453500
Z: 820
Edad de los materiales:
Mioceno Inferior

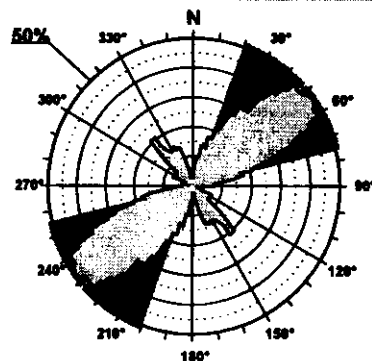
Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



Modelo de Deslizamiento · ESTREME1·

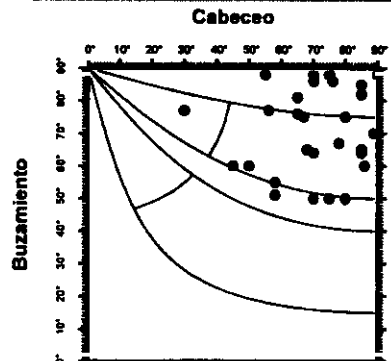


Rosa de Direcciones



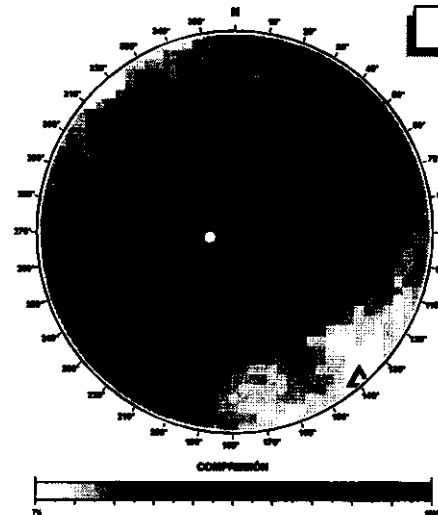
Valor Máximo de Escala: 80%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEMA: 48° ± 28.36°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

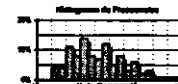


Parámetros Globales
 K: 9.9221
 PH: 48.96°
 Buzamiento: 71° ± 13°
 Cabeceo: 71° ± 14°

Diedros Rectos



○ Máxima Frecuencia: 38 fallas
 △ Mínima Frecuencia: 2 fallas



Estación: ESTREME1

Coordenadas U.T.M.

X: 496700

Y: 4448250

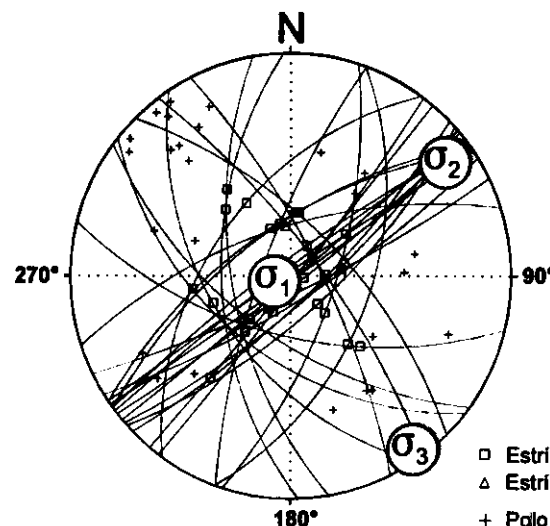
Z: 580

Edad de los materiales:

Cuaternario

Inversión de Esfuerzos

(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 82/252°

σ_2 07/054°

σ_3 02/144°

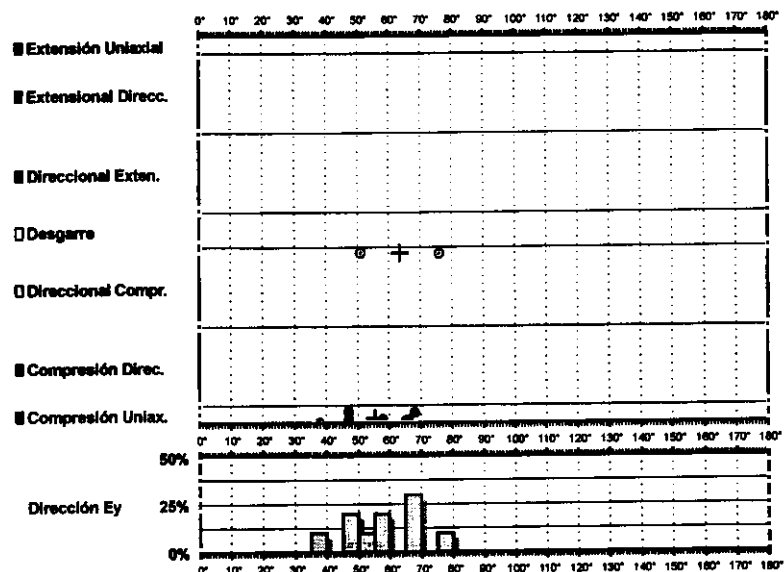
$R = 0.09$

$\mu = 1$

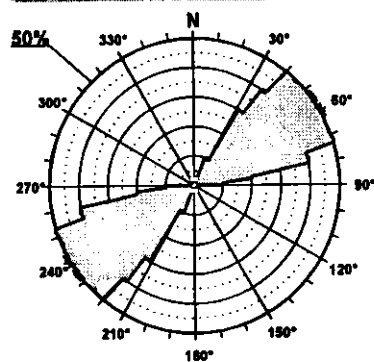
F.E. = 27 (39)

□ Estría normal
 △ Estría inversa
 + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento · ESTREME2 ·

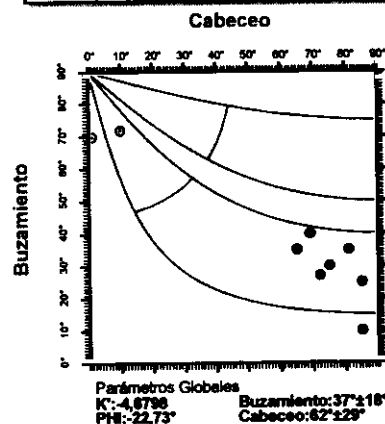


Rosa de Direcciones

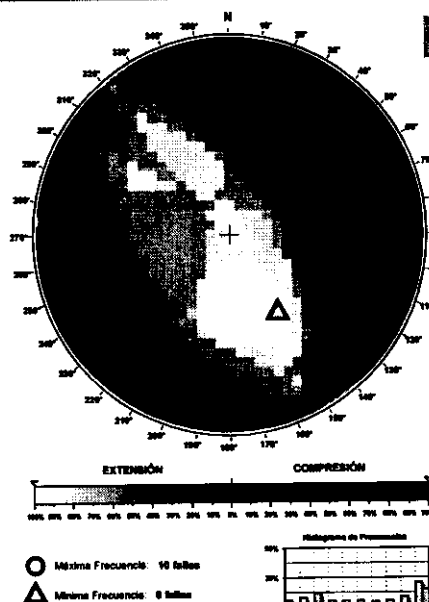


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 57° ± 6,02°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

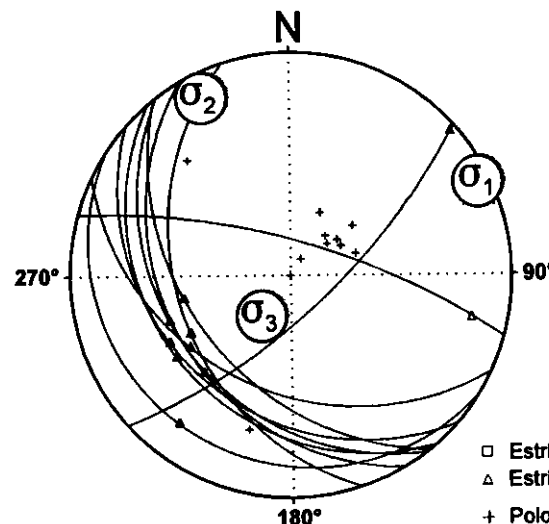


Diedros Rectos



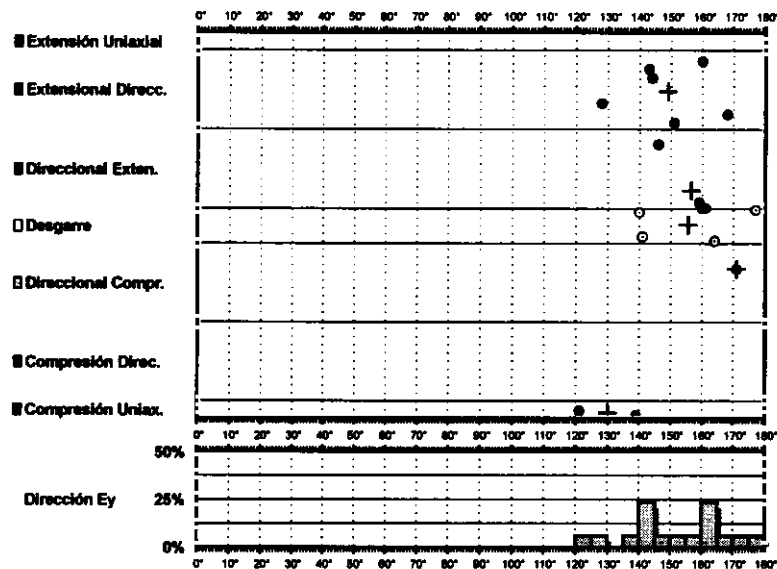
Estación: ESTREME2
Coordenadas U.T.M.
X: 496700
Y: 4448250
Z: 580
Edad de los materiales:
Cuaternario

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)

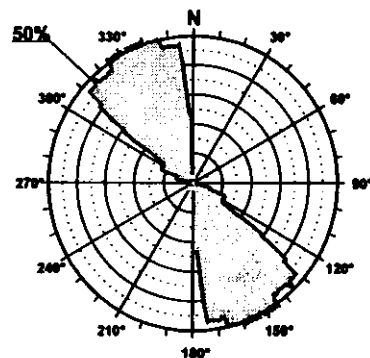


F.E. = 7 (39)

Modelo de Deslizamiento · monteum1·

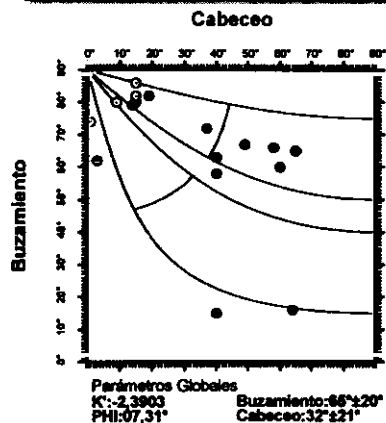


Rosa de Direcciones

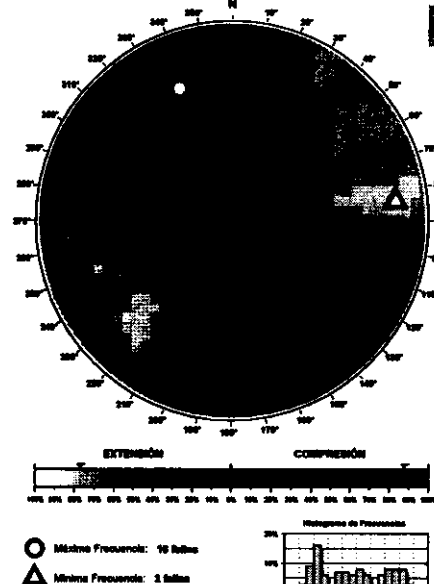


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DETM: 152° ± 7,63°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos



Estación: MONTEUM1

Coordenadas U.T.M.

X: 500800

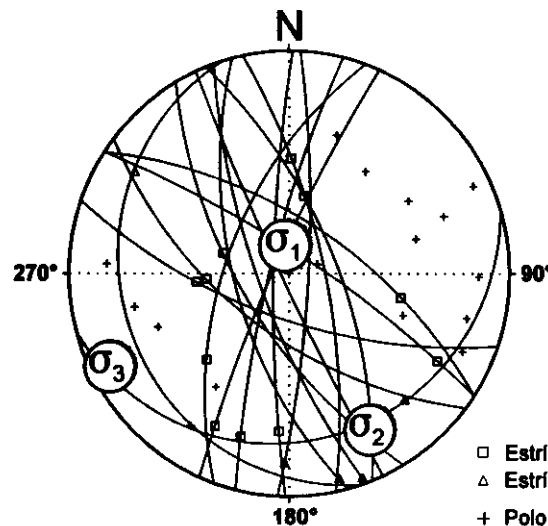
Y: 4474500

Z: 880

Edad de los materiales:

Mioceno Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 75/355°

σ_2 13/152°

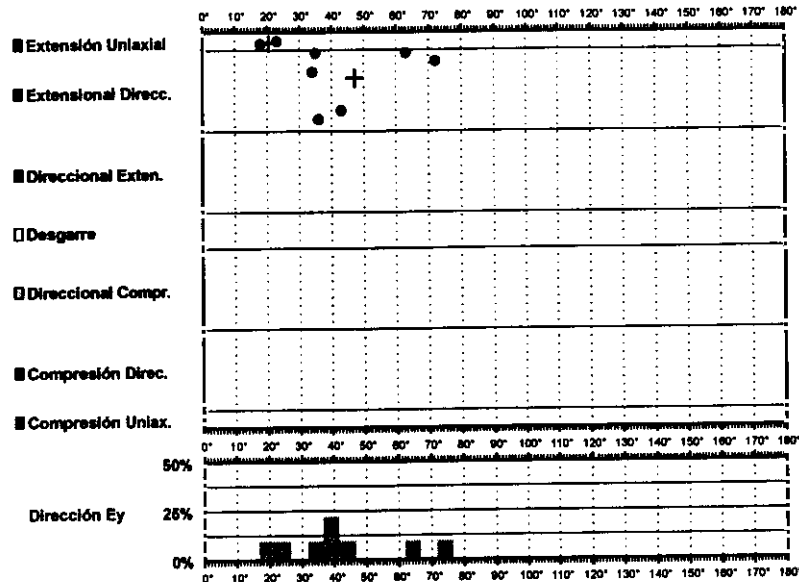
σ_3 05/243°

$R = 0.76$

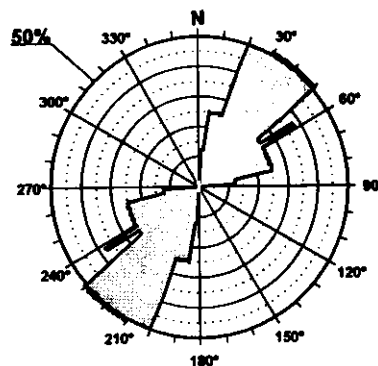
$\mu = 0.5$

F.E. = 12 (25)

Modelo de Deslizamiento ·monteum2·

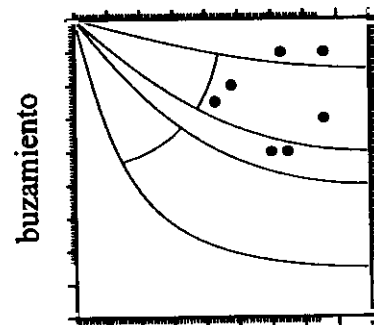


Rosa de Direcciones



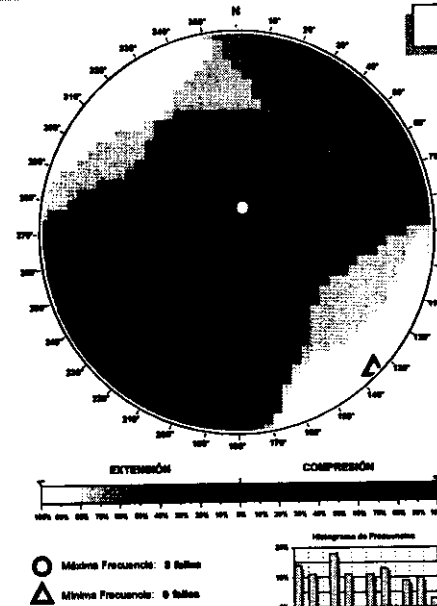
Valor Máximo de Escala: 50%
 Angulo de Apertura: 16°
 DEYM: 40° ± 11,08°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



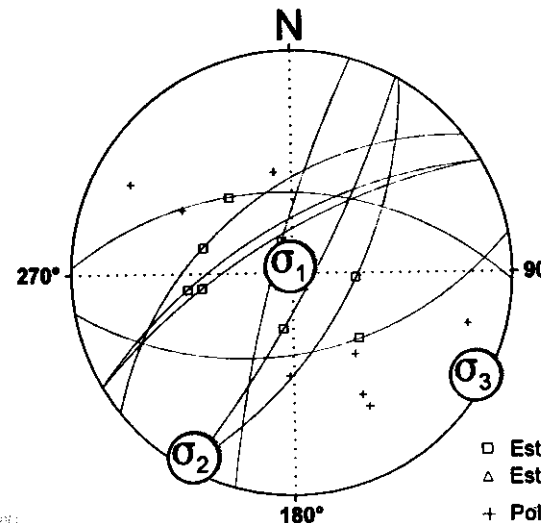
cabeceo

Diedros Rectos



Estación: MONTEUM2
 Coordenadas U.T.M.
 X: 500800
 Y: 4474500
 Z: 880
 Edad de los materiales:
 Mioceno Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 86/357°
 σ_2 03/209°
 σ_3 02/119°

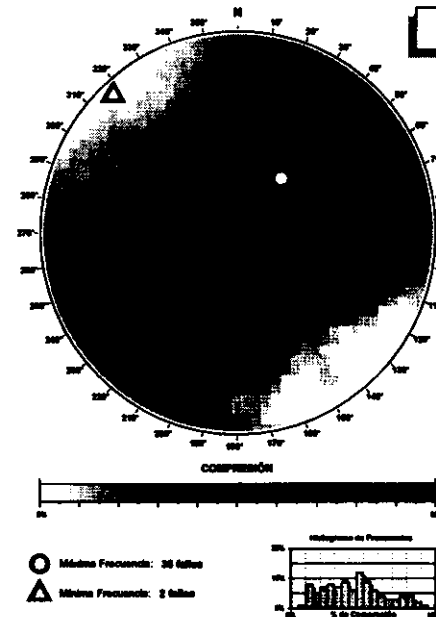
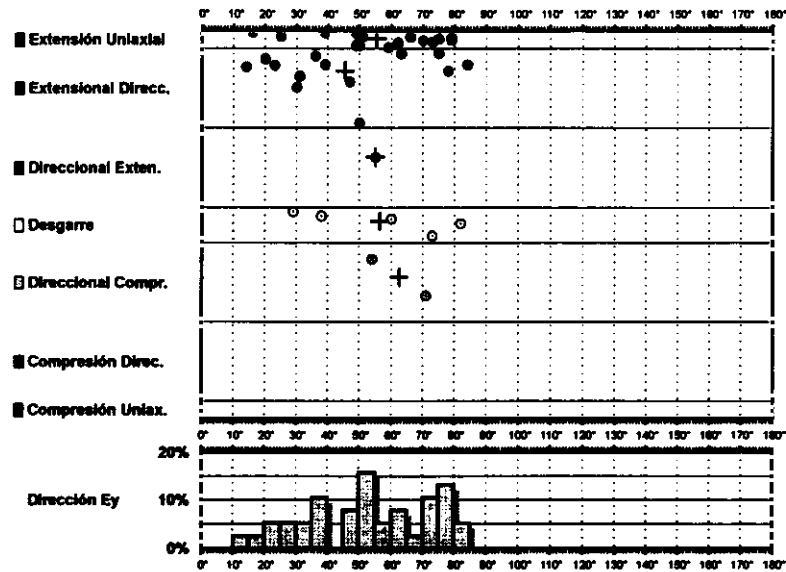
$R = 0.55$
 $\mu = 0.5$

F.E. = 8 (25)

□ Estría normal
 △ Estría inversa
 + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -torija1-

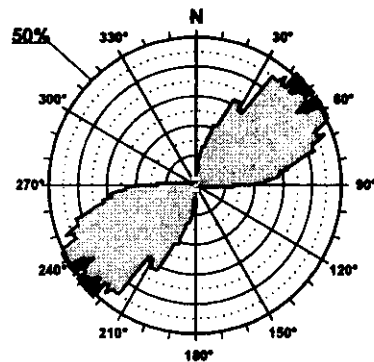
Gráfico



Diedros Rectos

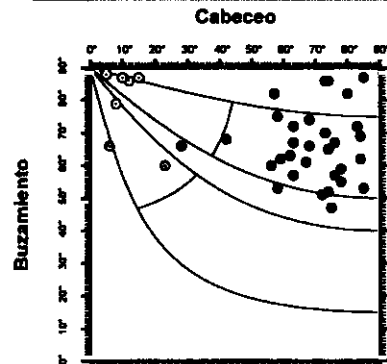
Estación: TORIJA1
Coordenadas U.T.M.
X: 497600
Y: 4510400
Z: 960
Edad de los materiales:
Mioceno Superior

Rosa de Direcciones



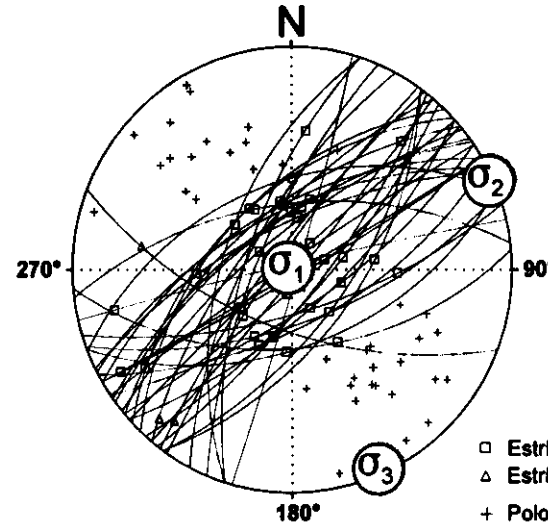
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 53° ± 11.02°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K: 7.3274
PHI: 39.05°
Buzamiento: 68° ± 12°
Cabeceo: 55° ± 25°

Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992)



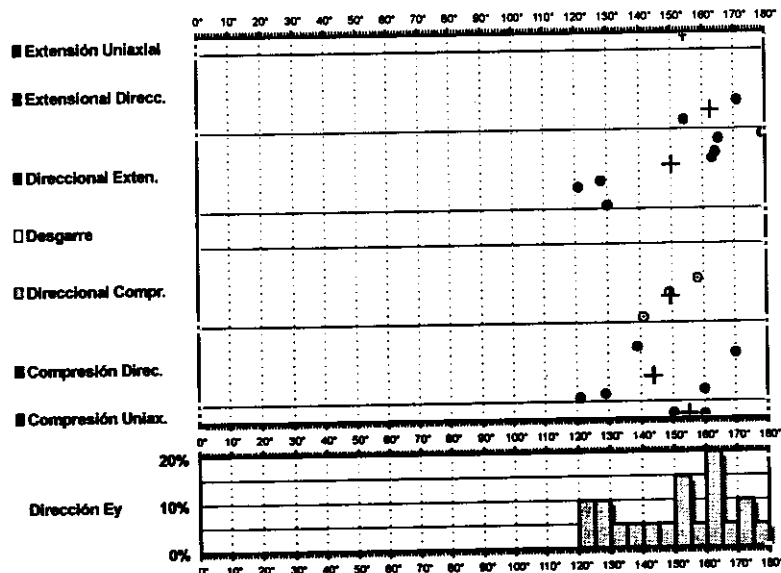
σ_1 88/321°
 σ_2 00/066°
 σ_3 01/156°

$R = 0.04$
 $\mu = 0.6$

F.E. = 28 (58)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·torija2·



Rosa de Direcciones

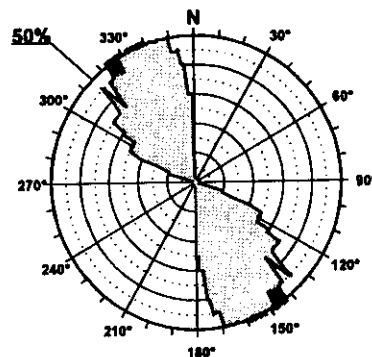
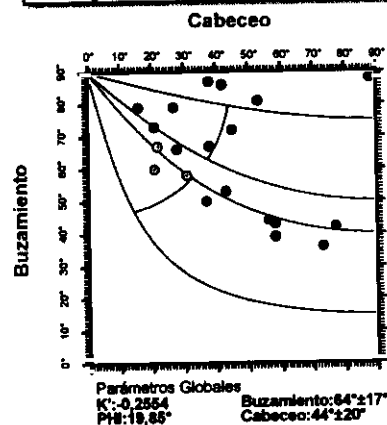
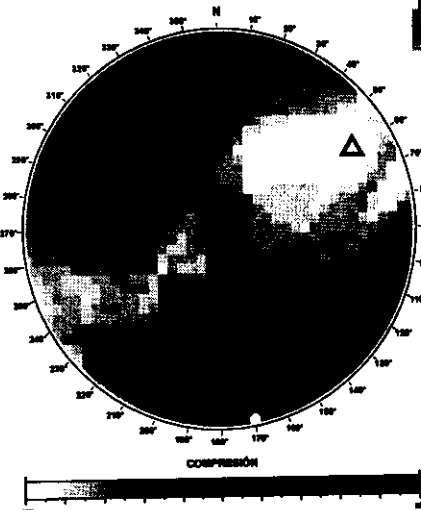


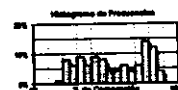
Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos

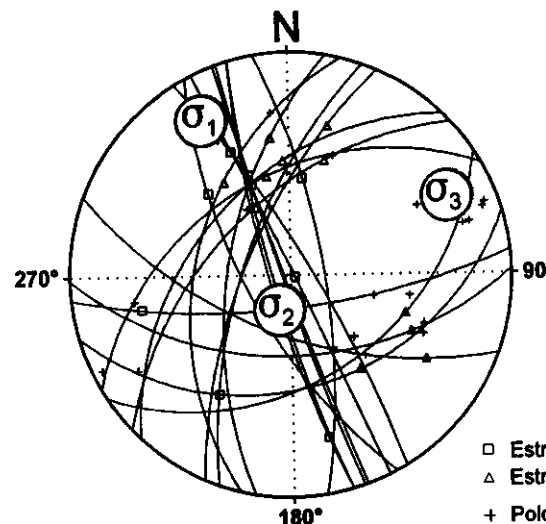


○ Máxima Frecuencia: 10 fallas
△ Máxima Frecuencia: 3 fallas



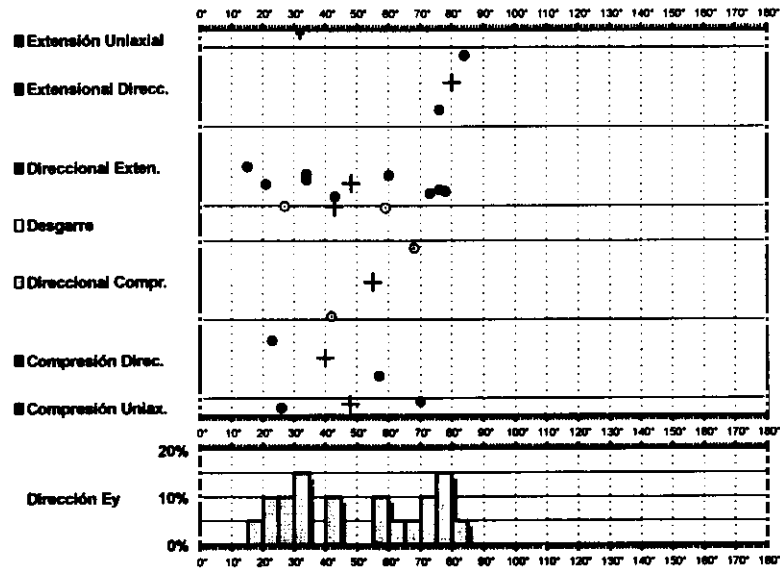
Estación: TORIJA2
Coordenadas U.T.M.
X: 497600
Y: 4510400
Z: 960
Edad de los materiales:
Mioceno Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



F.E. = 14 (58)

Modelo de Deslizamiento ·horchet1·



Rosa de Direcciones

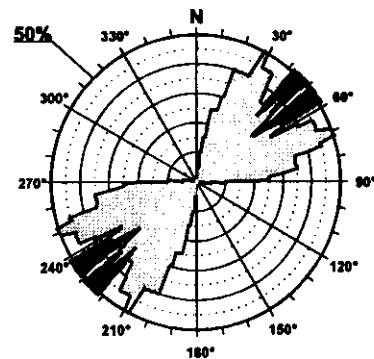
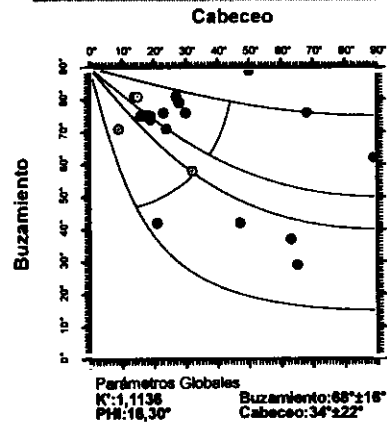
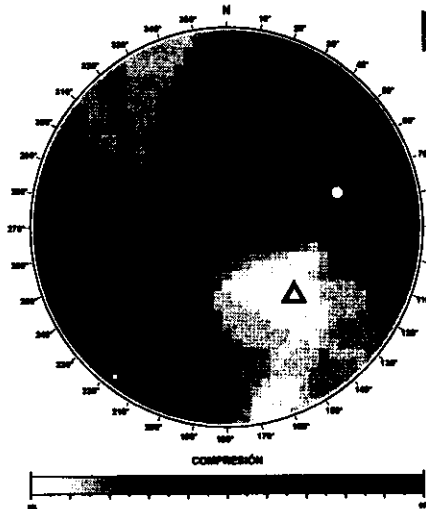


Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos



○ Mínima Frecuencia: 19 fallas
 △ Mínima Frecuencia: 8 fallas



Estación: HORCHET1
 Coordenadas U.T.M.

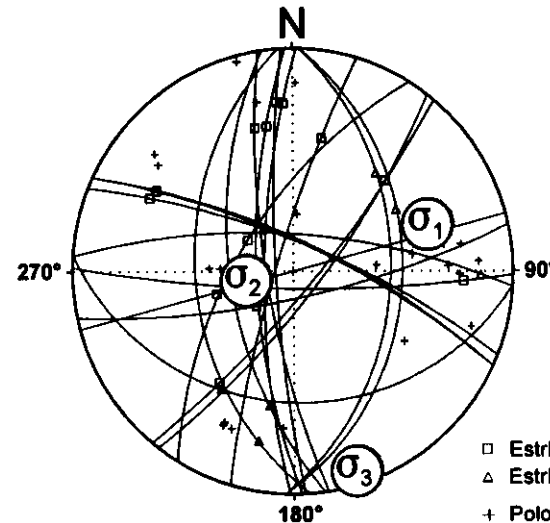
X: 494450

Y: 4491250

Z: 920

Edad de los materiales:
 Mioceno Superior

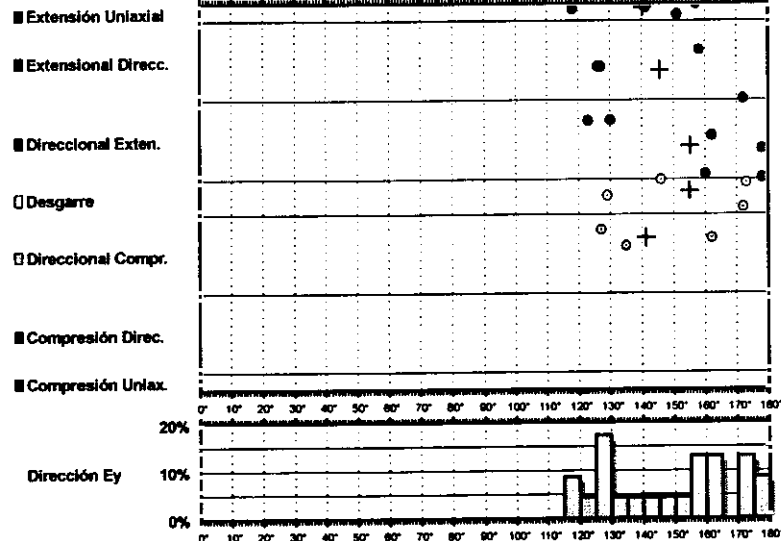
Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



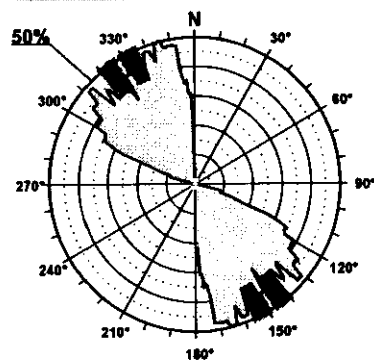
F.E. = 16 (43)

Modelo de Deslizamiento ·horchet2·

GEILOG

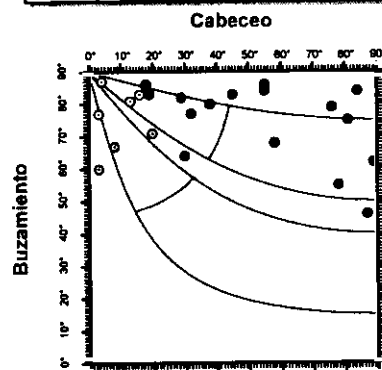


Rosa de Direcciones



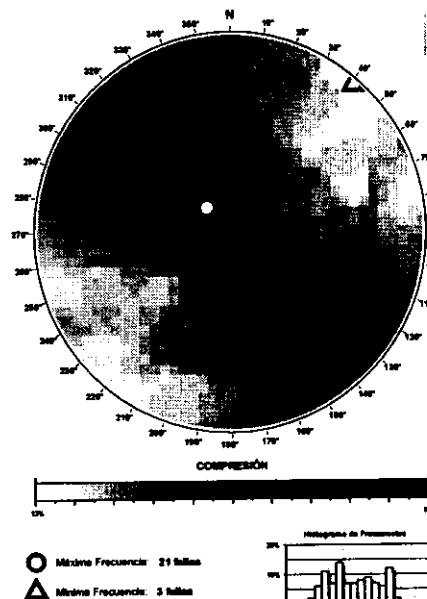
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 148° ± 8,78°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



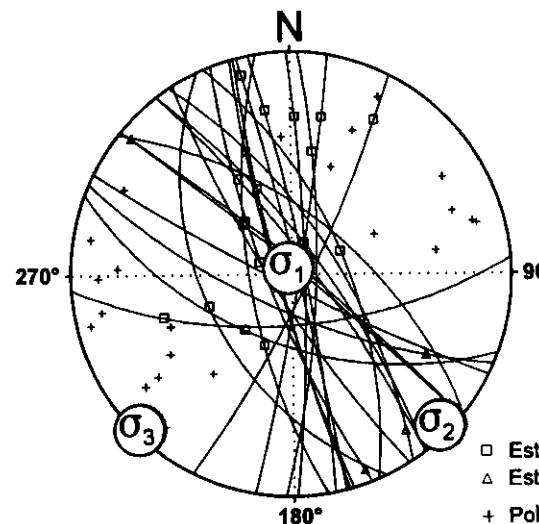
Parámetros Globales
 K: 8,5718 Buzamiento: 75° ± 11°
 PHI: 48,57° Cabeceo: 41° ± 23°

Diedros Rectos



Estación: HORCHET2
 Coordenadas U.T.M.
 X: 494450
 Y: 4491250
 Z: 920
 Edad de los materiales:
 Mioceno Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



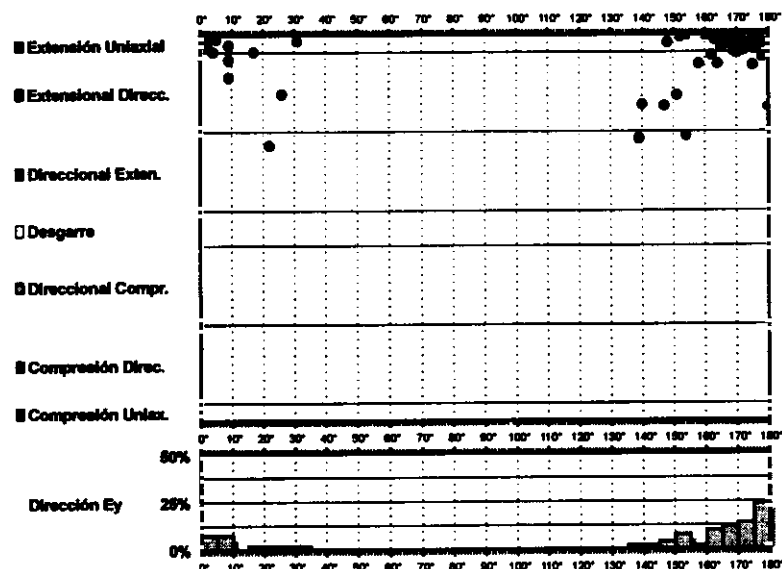
σ_1 86/347°
 σ_2 02/135°
 σ_3 01/225°

$R = 0.43$
 $\mu = 0.5$

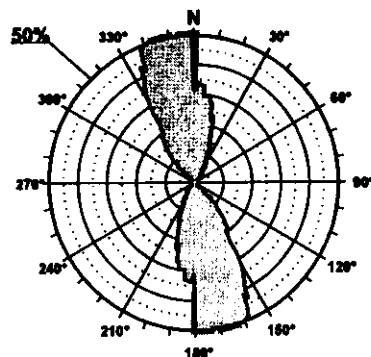
F.E. = 14 (43)

□ Estría normal
 △ Estría inversa
 + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·MARQUE1·

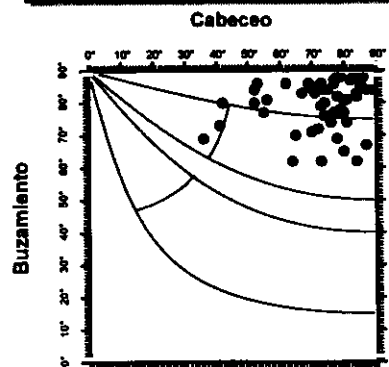


Rosa de Direcciones



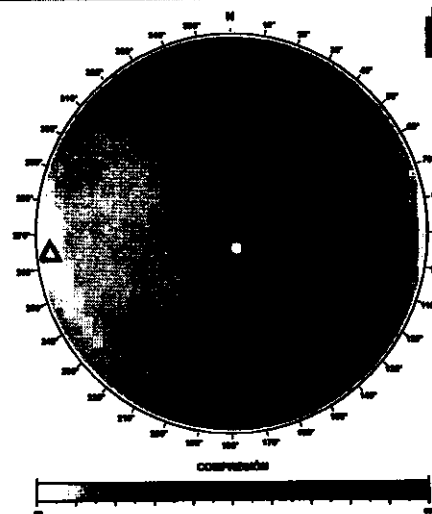
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 18°
 DEYM: 172° ± 9,91°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
 K': 0,5086 Buzamiento: 79° ± 07°
 PHI: 57,02° Cabeceo: 73° ± 12°

Diedros Rectos

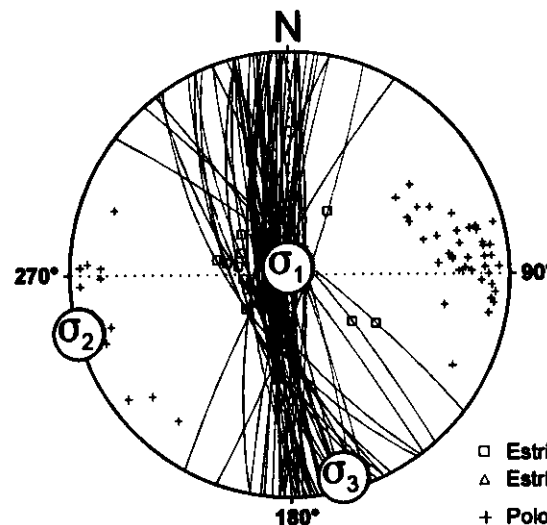


○ Máxima Frecuencia: 49 fallas
 △ Mínima Frecuencia: 3 fallas



Estación: MARQUE1
 Coordenadas U.T.M.
 X: 520200
 Y: 4408150
 Z: 890
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
 (Reches *et al.*, 1992)



σ₁ 86/358°
 σ₂ 03/165°
 σ₃ 00/255°

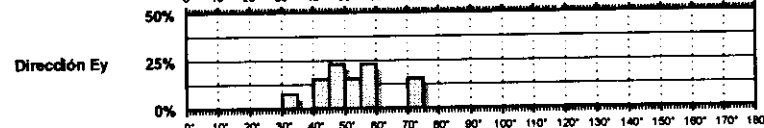
R = 0.03
 μ = 1.1

F.E. = 44 (64)

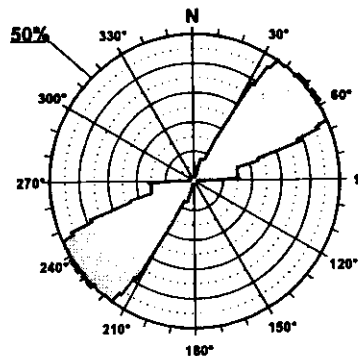
Modelo de Deslizamiento ·MARQUE2·

Geotec

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

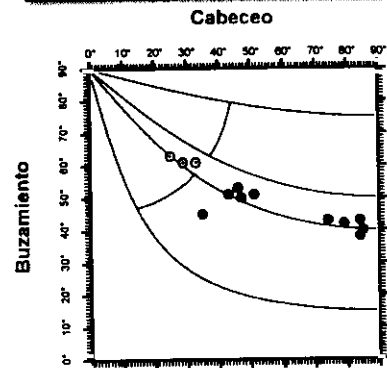


Rosa de Direcciones



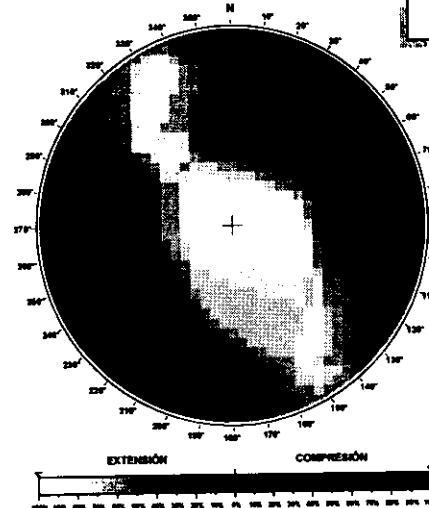
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 52° ± 7,38°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

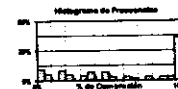


Parámetros Globales
K': -1,6399 Buzamiento: 49° ± 08°
PH: -03,40° Cabeceo: 55° ± 22°

Diedros Rectos

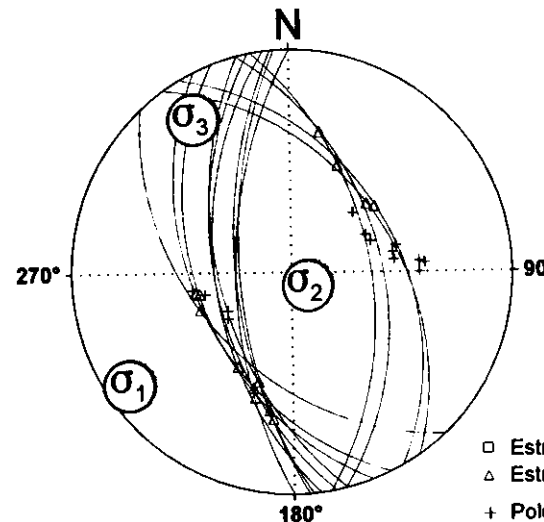


- Máxima Frecuencia: 13 fallas
- △ Mínima Frecuencia: 6 fallas



Estación: MARQUE2
Coordenadas U.T.M.
X: 520200
Y: 4408150
Z: 890
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



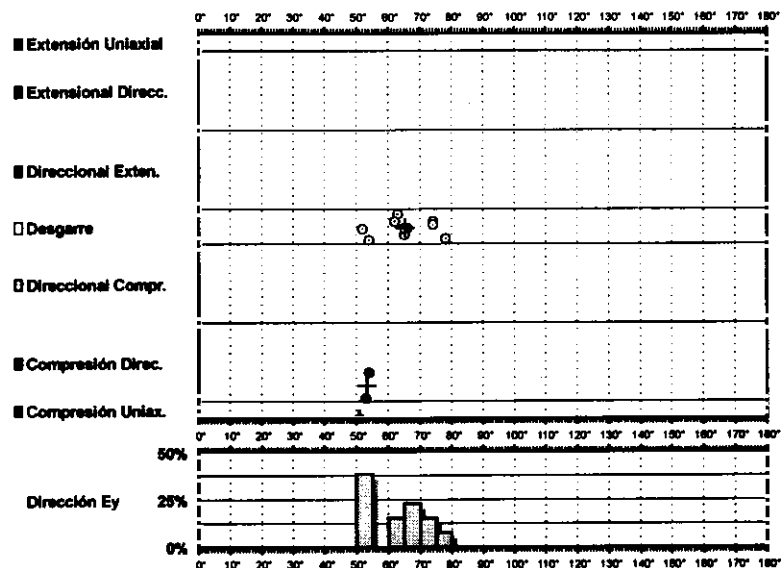
- Estría normal
- △ Estría inversa
- + Polo Falla

σ₁ 06/236°
σ₂ 76/118°
σ₃ 11/328°

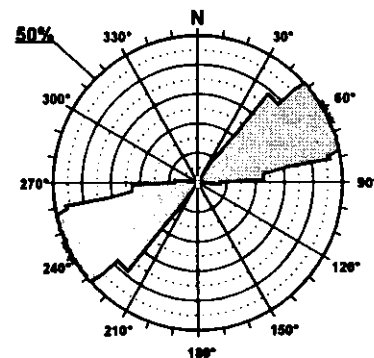
R = 0.32
μ = 0.3

F.E. = 13 (64)

Modelo de Deslizamiento -MOLINOSI-

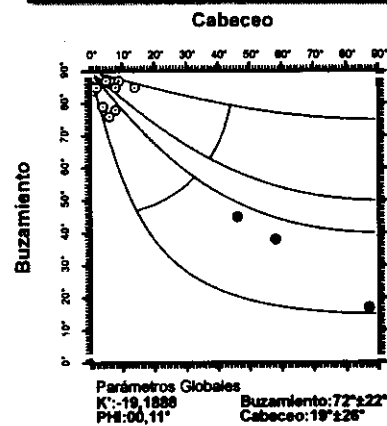


Rosa de Direcciones

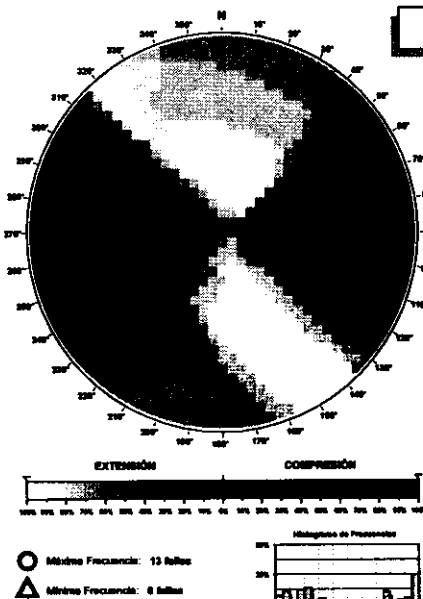


Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEM: 62° ± 4,90°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

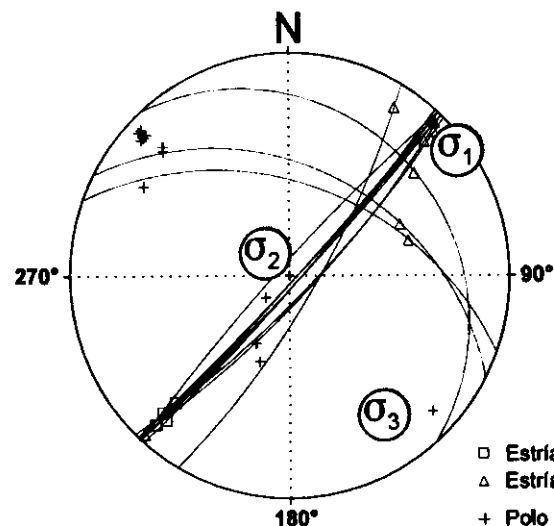


Diedros Rectos



Estación: MOLINOSI
 Coordenadas U.T.M.
 X: 578750
 Y: 4437400
 Z: 1020
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)

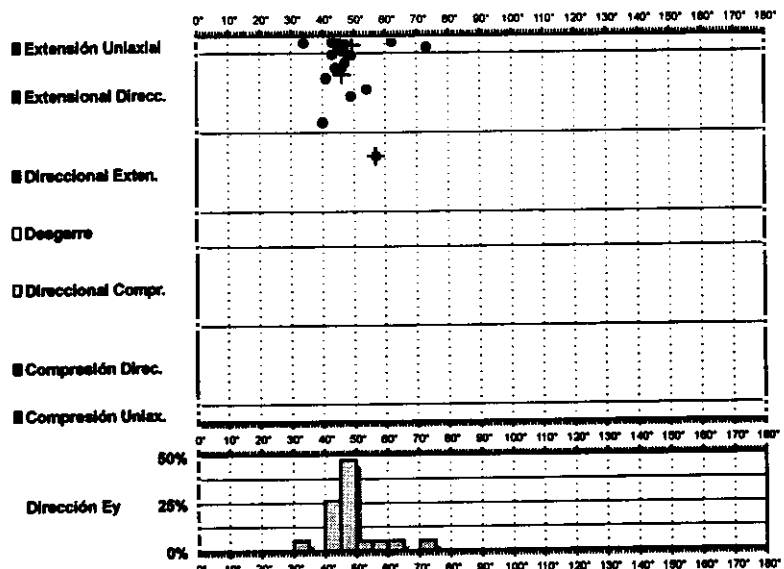


σ_1 02/054°
 σ_2 73/314°
 σ_3 15/145°

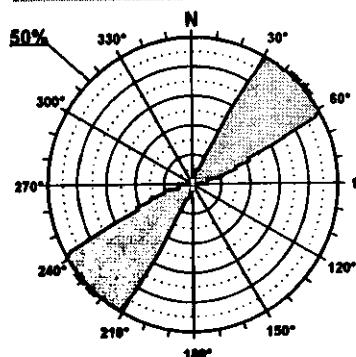
$R = 0.05$
 $\mu = 1$

F.E. = 13 (32)

Modelo de Deslizamiento · MOLINOSN ·

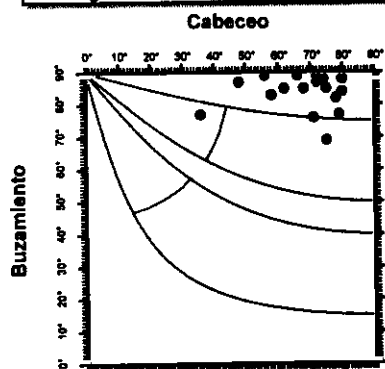


Rosa de Direcciones



Valor Máximo de Escala: 80%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 48° ± 6,24°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



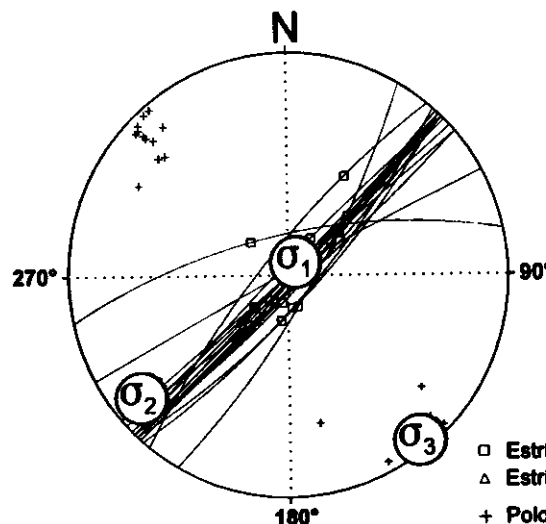
Parámetros Globales
K: 0,8569 Buzamiento: 83° ± 06°
PR: 74,91° Cabeceo: 56° ± 12°

Diedros Rectos



Estación: MOLINOSN
Coordenadas U.T.M.
X: 578750
Y: 4437400
Z: 1020
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



F.E. = 15 (32)

Modelo de Deslizamiento -PRADEJA1-

5/15/100

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direc.

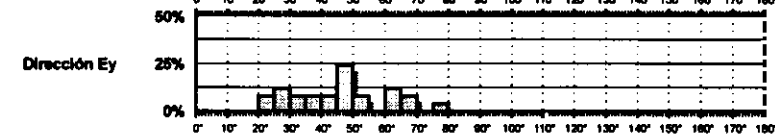
■ Direccional Exten.

□ Desgarre

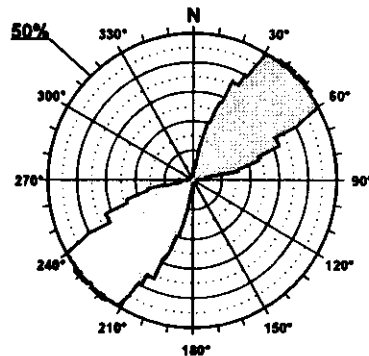
■ Direccional Compr.

■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

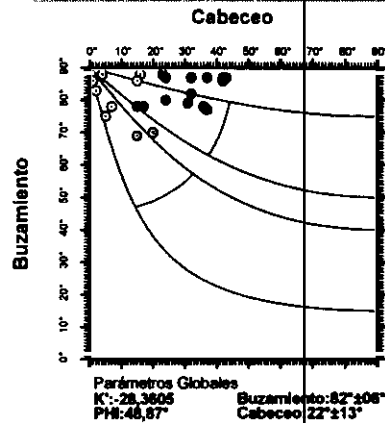


Rosa de Direcciones

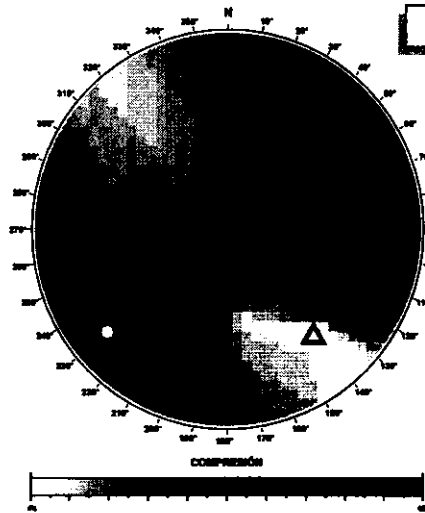


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 45° ± 8,53°

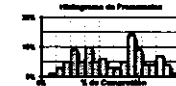
Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos



○ Máxima Frecuencia: 23 fallas
△ Mínima Frecuencia: 1 falla



Estación: PRADEJA1
Coordenadas U.T.M.

X: 534000

Y: 4395600

Z: 800

Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)

σ_1 64/049°

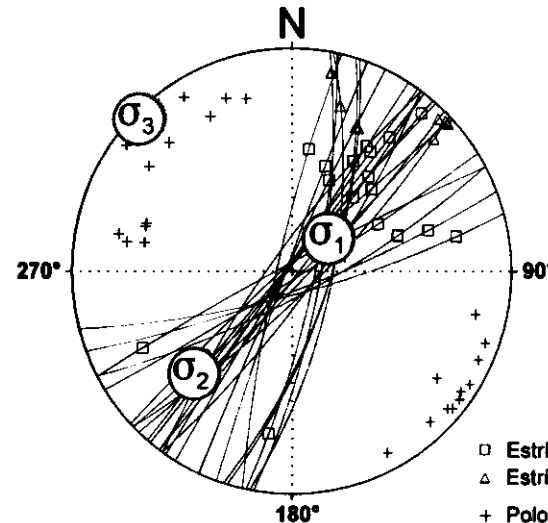
σ_2 35/224°

σ_3 01/315°

R = 0.65

$\mu = 1.1$

F.E. = 16 (59)



□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·PRADEJA2·

Gratoc

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

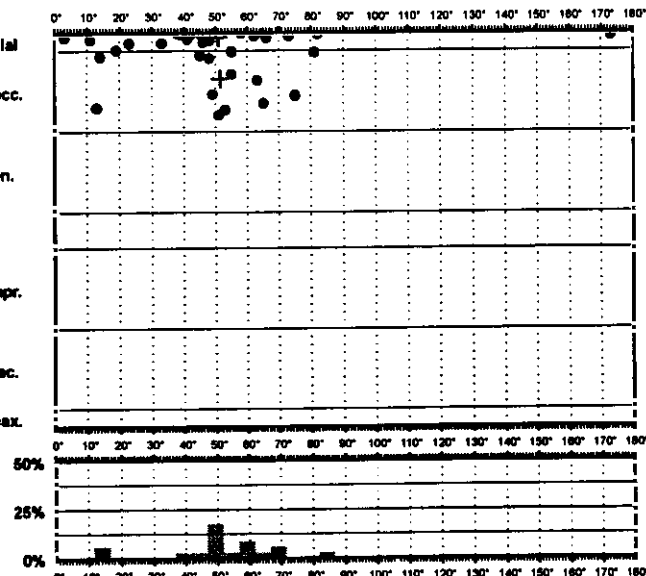
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

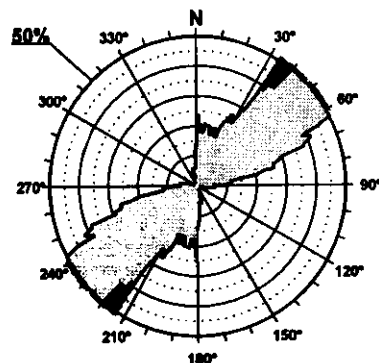
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

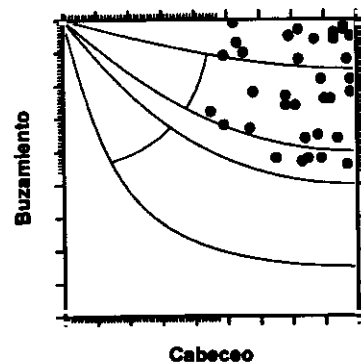


Rosa de Direcciones

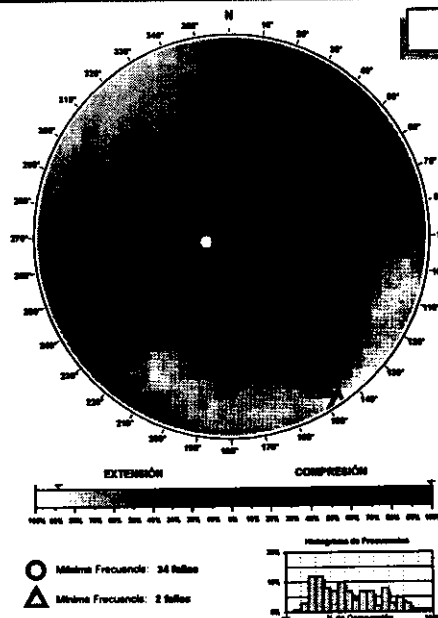


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 47° ± 14,23°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos



Estación: PRADEJA2
Coordenadas U.T.M.

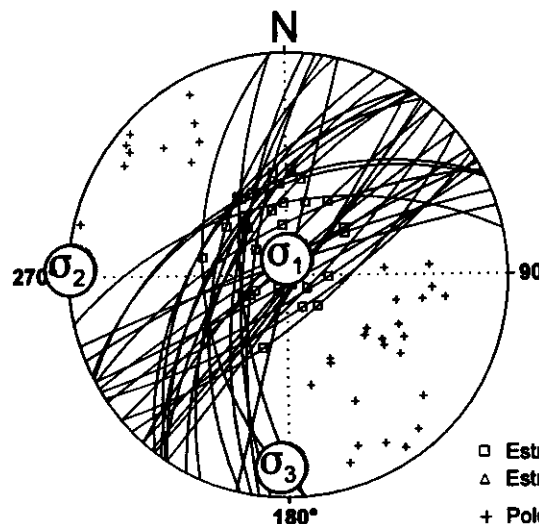
X: 534000

Y: 4395600

Z: 800

Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 81/005°

σ_2 00/272°

σ_3 08/182°

R = 0.14

$\mu = 0.8$

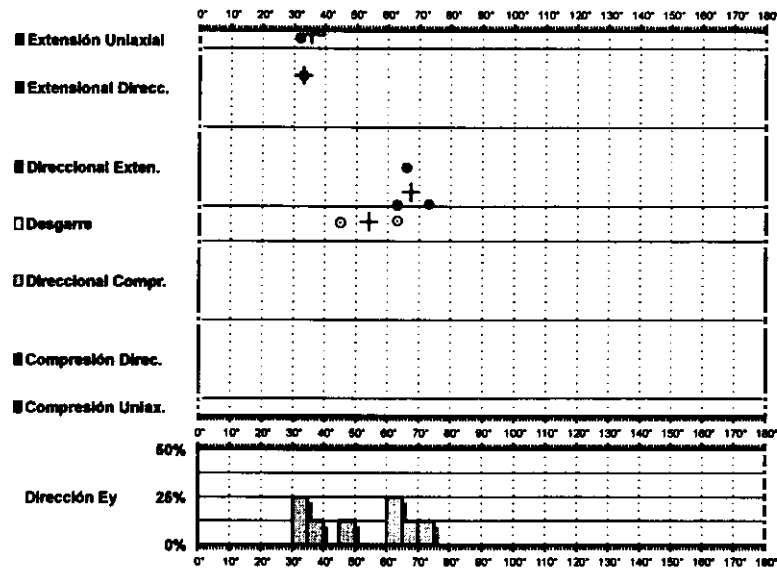
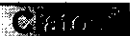
F.E. = 27 (59)

□ Estria normal

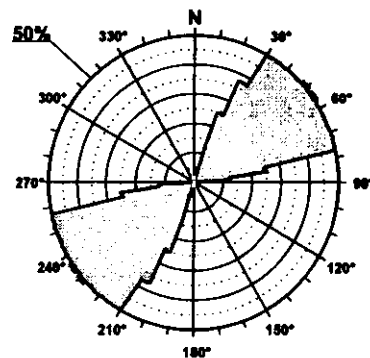
△ Estria inversa

+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·HUEVA1·

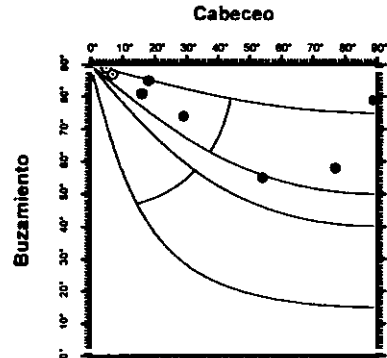


Rosa de Direcciones



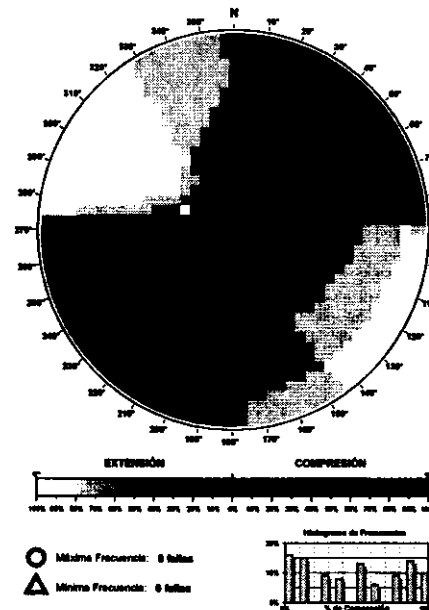
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEVM: 52° ± 5,01°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



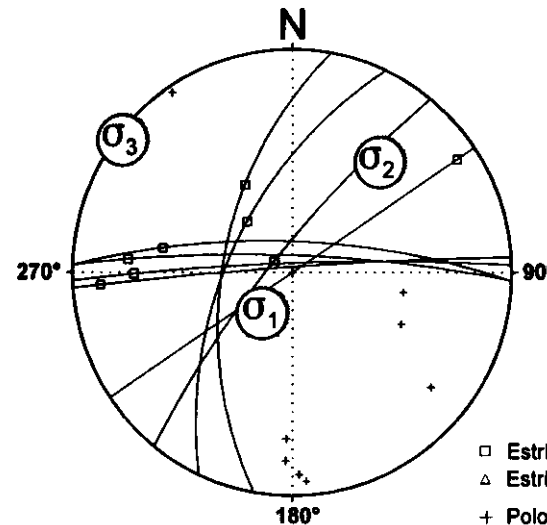
Parámetros Globales
K: 24,4714 Buzamiento: 76° ± 12°
PHI: 44,99° Cabeceo: 37° ± 30°

Diedros Rectos



Estación: HUEVA1
Coordenadas U.T.M.
X: 503300
Y: 4480100
Z: 920
Edad de los materiales:
Mioceno Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 65/216°
 σ_2 24/039°
 σ_3 01/308°

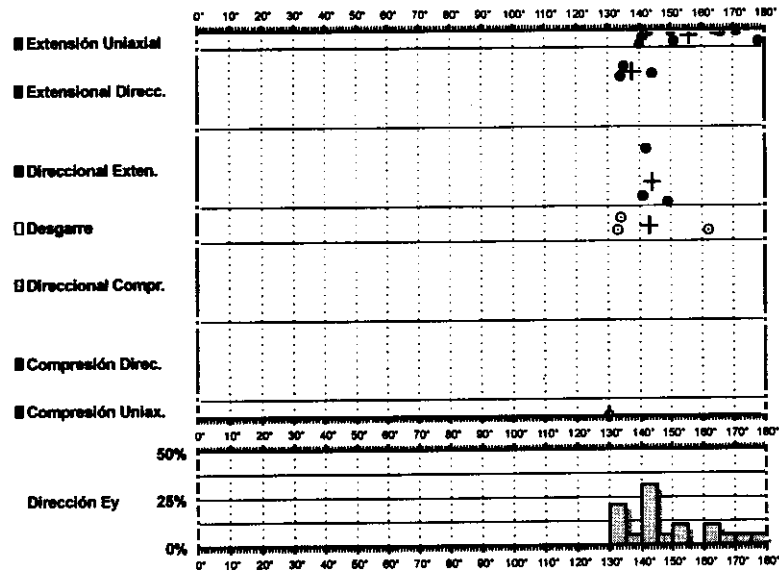
R = 0.80
 $\mu = 0.3$

F.E. = 8 (27)

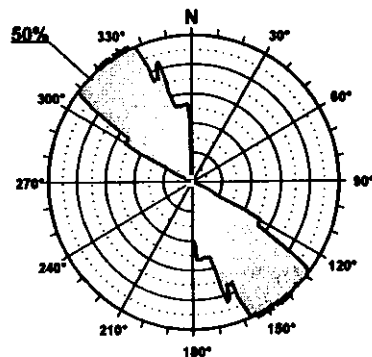
□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -HUEVA2-

Cratos

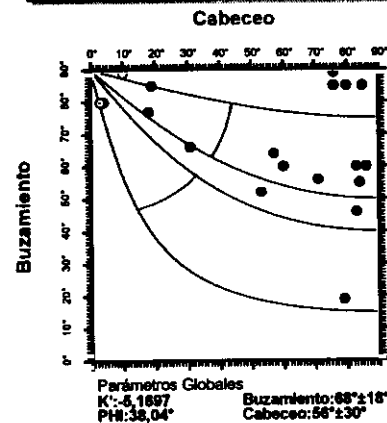


Rosa de Direcciones

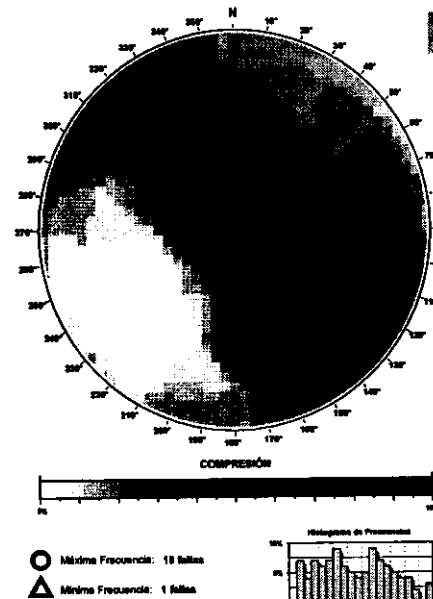


Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 147° ± 7,98°

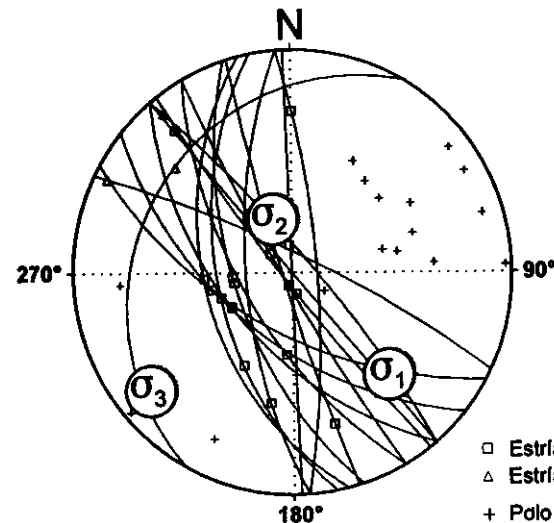
Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos



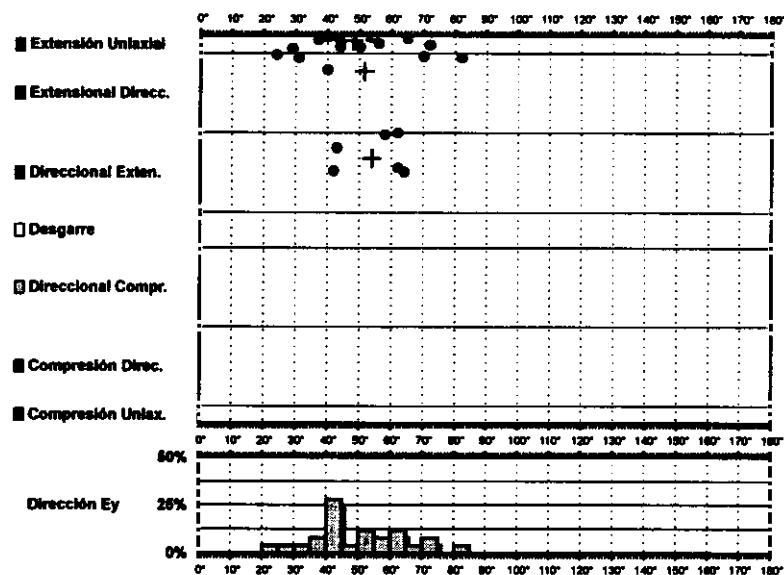
Estación: HUEVA2
 Coordenadas U.T.M.
 X: 503300
 Y: 4480100
 Z: 920
 Edad de los materiales:
 Mioceno Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)

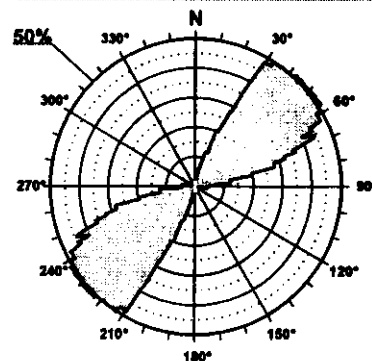
F.E. = 15 (27)

Modelo de Deslizamiento ·PAREJA1·

Cratón

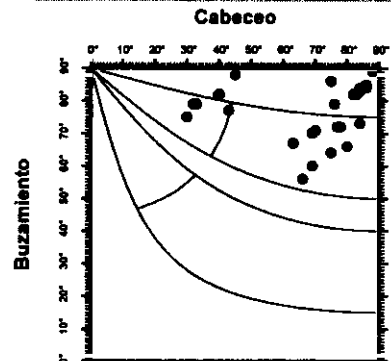


Rosa de Direcciones



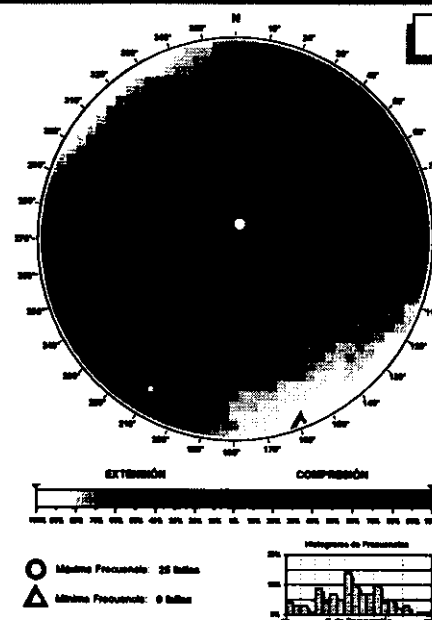
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 50° ± 7.55°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



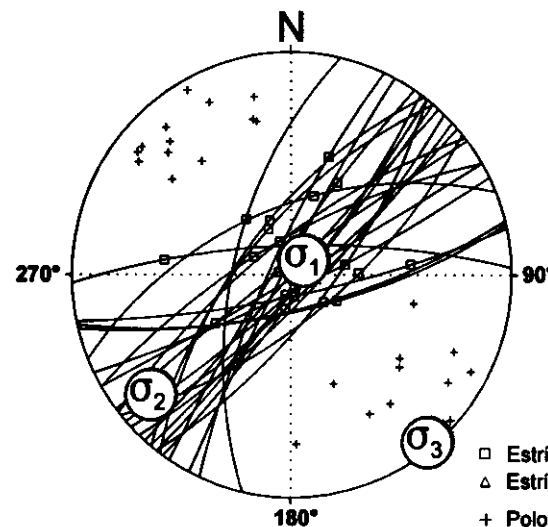
Parámetros Globales
K: 0.7081 Buzamiento: 76° ± 09°
PHI: 69.90° Cabeceo: 68° ± 19°

Diedros Rectos



Estación: PAREJA1
Coordenadas U.T.M.
X: 531300
Y: 4489100
Z: 780
Edad de los materiales:
Eoceno-Oligoceno

Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992)



σ_1 79/044°
 σ_2 10/230°
 σ_3 01/140°

R = 0.06
 $\mu = 1.2$

F.E. = 23 (52)

Modelo de Deslizamiento ·PAREJA2·

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direc.

■ Direccional Exten.

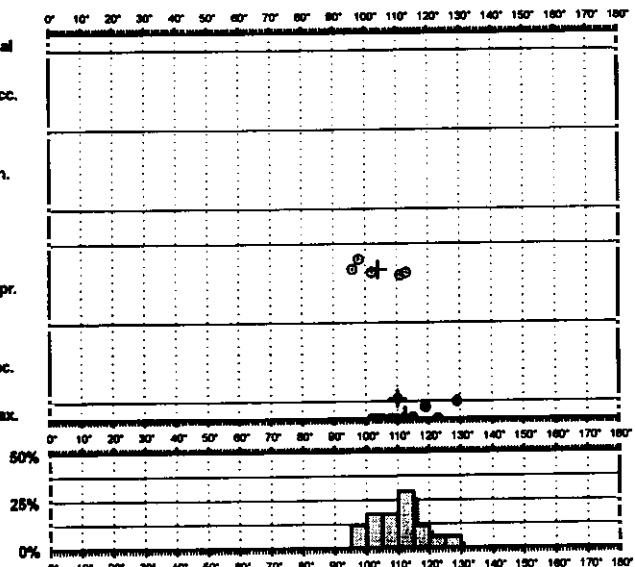
□ Desgarre

■ Direccional Compr.

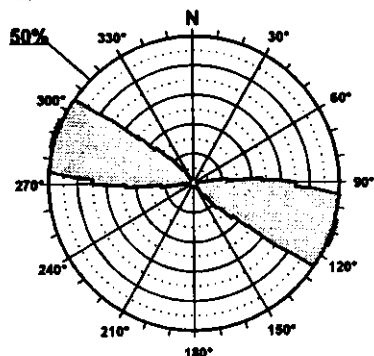
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

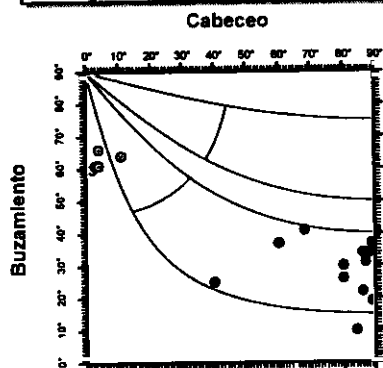


Rosa de Direcciones



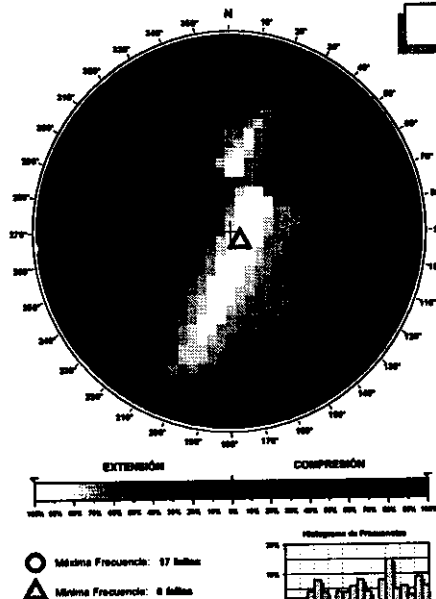
Valor Máximo de Escala: 60%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 110° ± 5,66°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



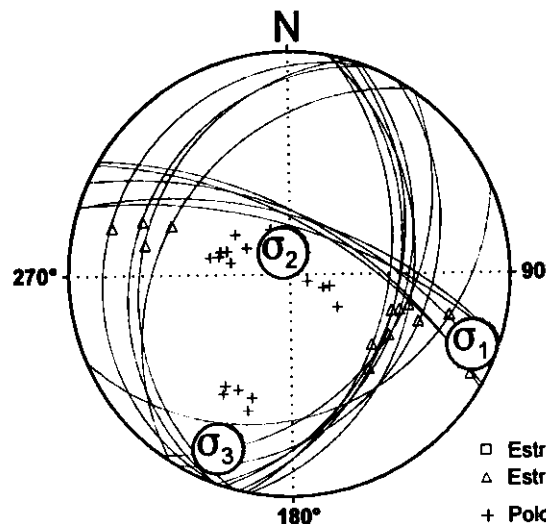
Parámetros Globales
K: -2,2314
PH: -21,64°
Buzamiento: 38° ± 17°
Cabeceo: 57° ± 36°

Diedros Rectos



Estación: PAREJA2
Coordenadas U.T.M.
X: 531300
Y: 4489100
Z: 780
Edad de los materiales:
Eoceno - Oligoceno

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



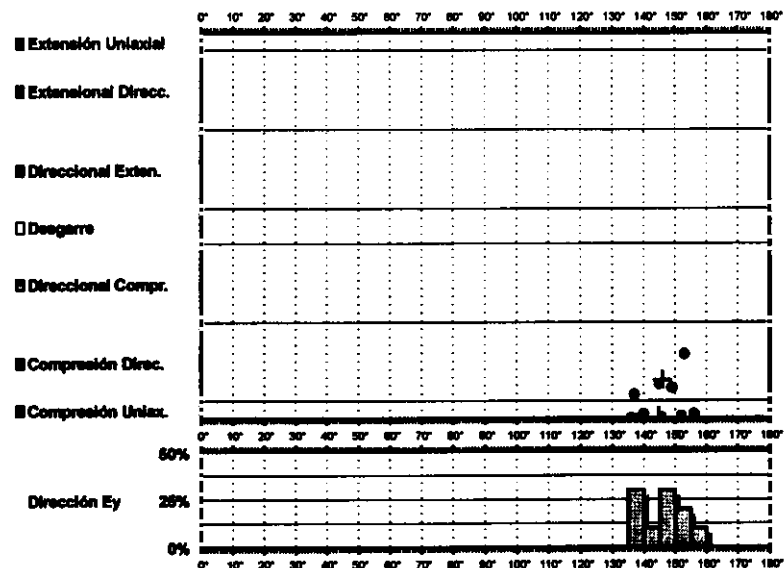
σ_1 06/111°
 σ_2 78/347°
 σ_3 09/203°

$R = 0.16$
 $\mu = 0.7$

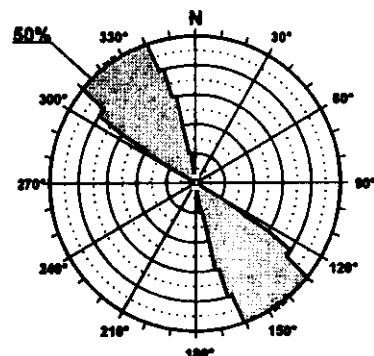
F.E. = 12 (52)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento · PAREJA3 ·

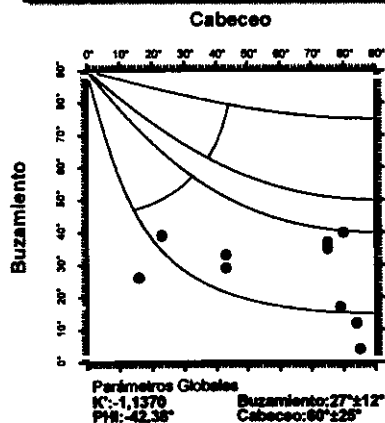


Rosa de Direcciones

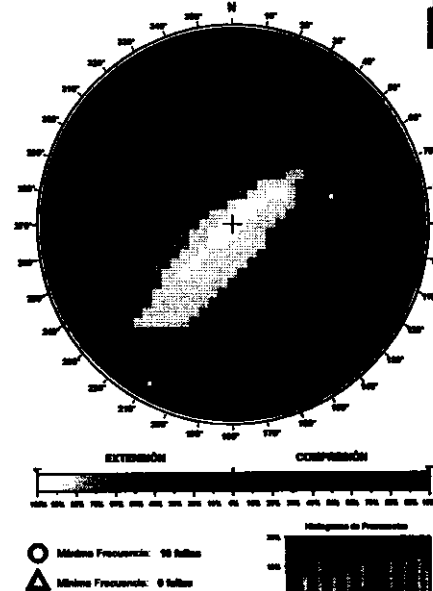


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYN: 145° ± 3,46°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

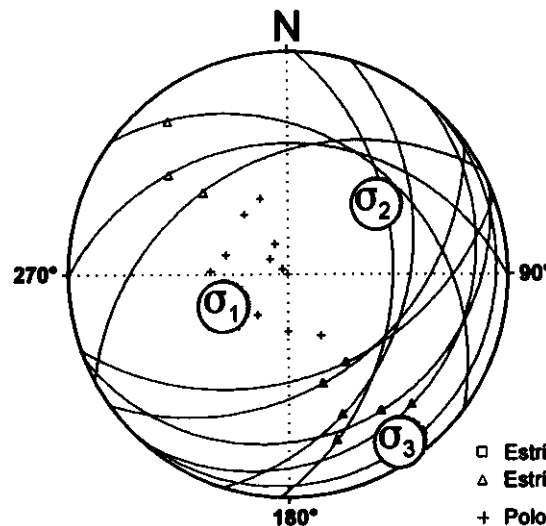


Diedros Rectos



Estación: PAREJA3
Coordenadas U.T.M.
X: 531300
Y: 4489100
Z: 780
Edad de los materiales:
Eoceno - Oligoceno

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



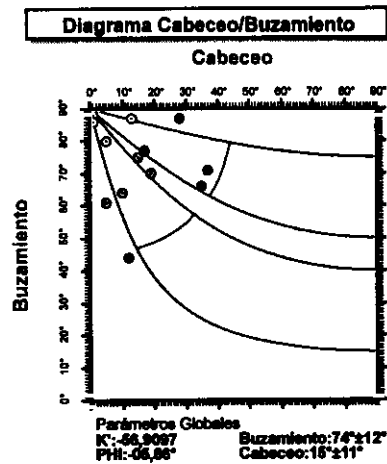
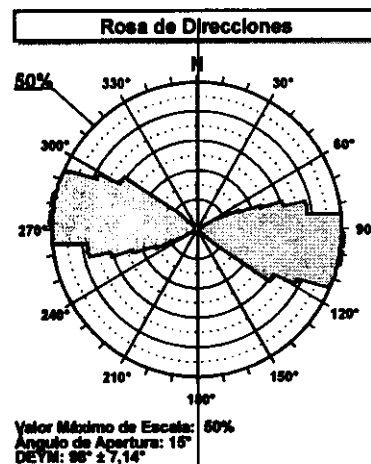
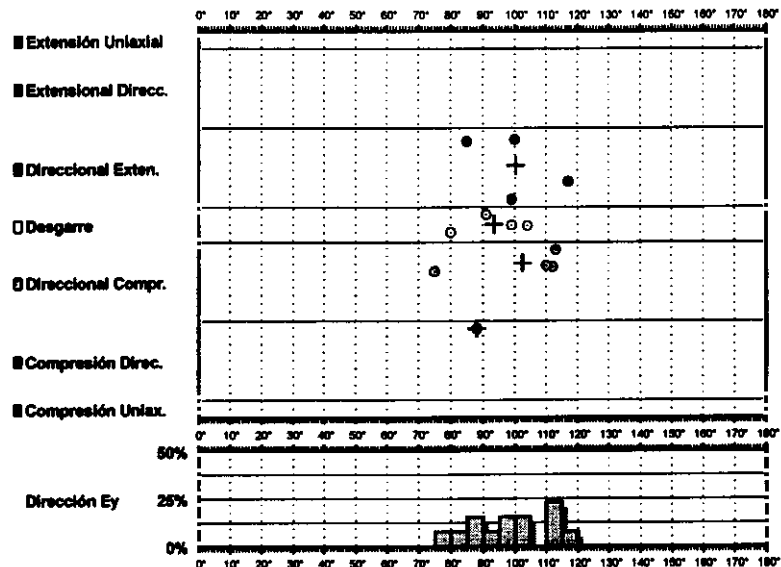
σ_1 05/146°
 σ_2 35/052°
 σ_3 54/244°

$R = 0.13$
 $\mu = 0.9$

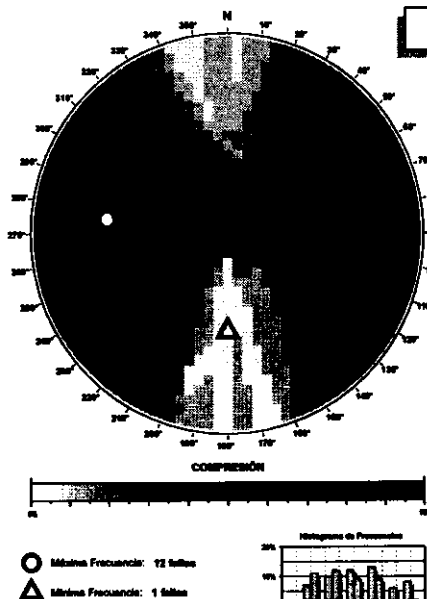
F.E. = 7 (52)

□ Estria normal
△ Estria inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento CASABUT1

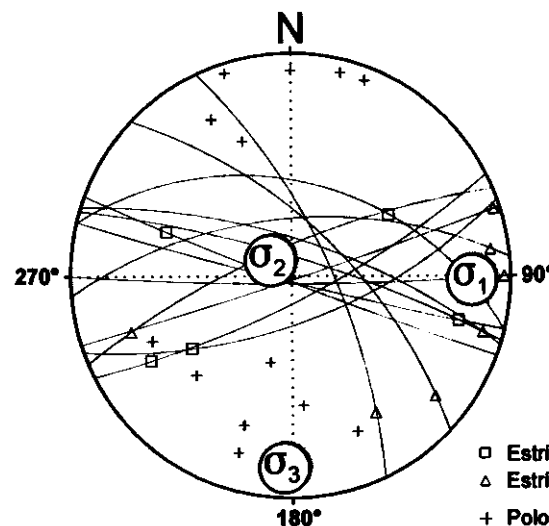


Diedros Rectos



Estación: CASABUT1
 Coordenadas U.T.M.
 X: 519200
 Y: 4476500
 Z: 720
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)

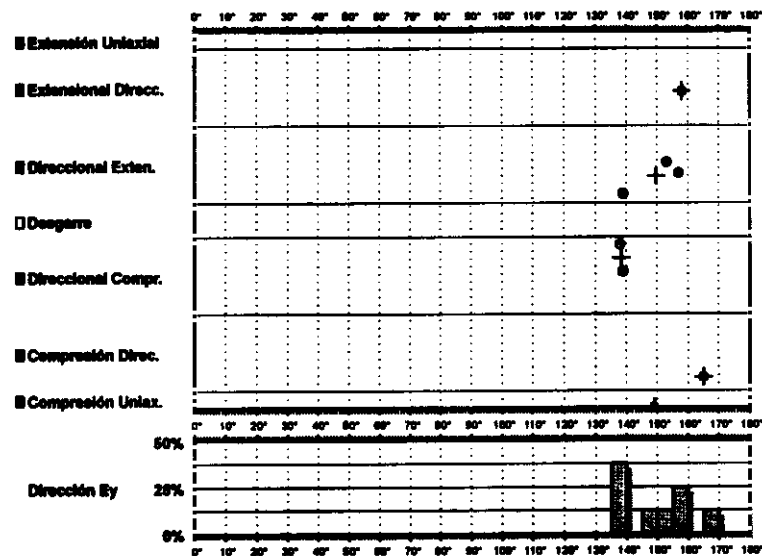


$$\begin{aligned}
 \sigma_1 & 10/091^\circ \\
 \sigma_2 & 77/310^\circ \\
 \sigma_3 & 08/182^\circ
 \end{aligned}$$

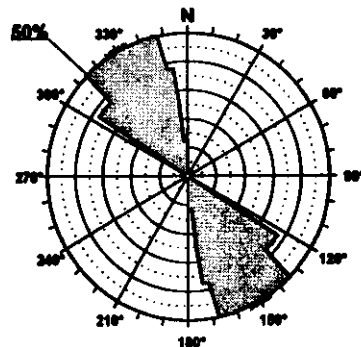
$$\begin{aligned}
 R &= 0.59 \\
 \mu &= 0.4
 \end{aligned}$$

$$F.E. = 9 (54)$$

Modelo de Deslizamiento -CASABUT2-

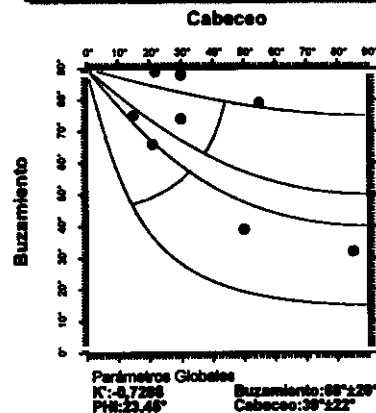


Rosa de Direcciones

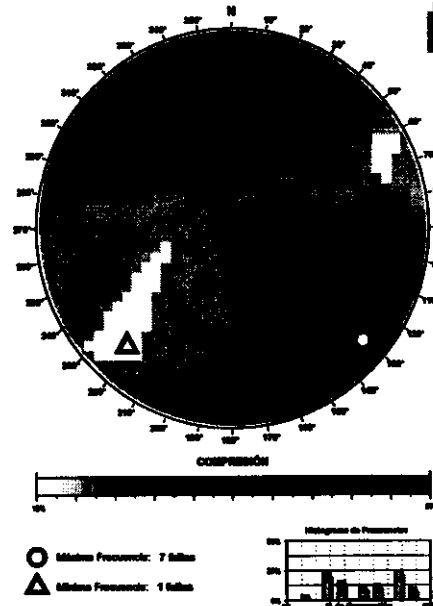


Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 100° ± 4,71°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos



Estación: CASABUT2
 Coordenadas U.T.M.

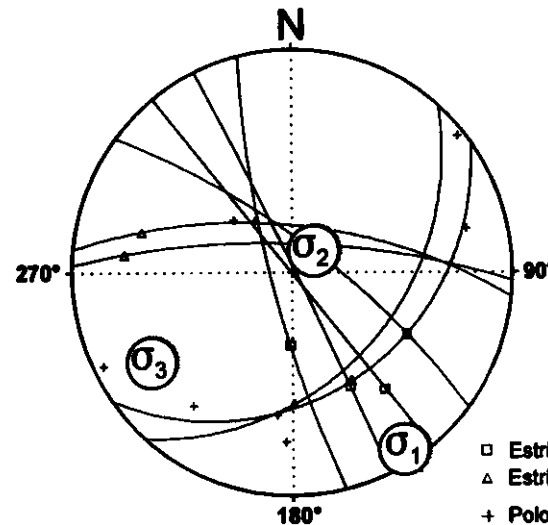
X: 519200

Y: 4473500

Z: 720

Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
 (Reches *et al.*, 1992)



σ₁ 03/147°

σ₂ 73/046°

σ₃ 16/238°

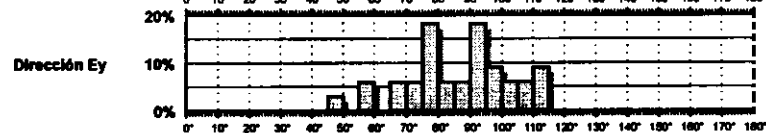
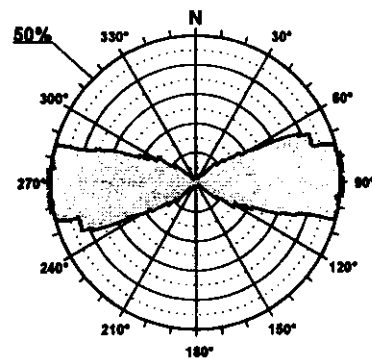
R = 0.35

μ = 0.5

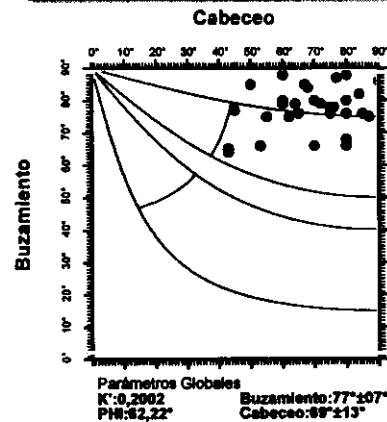
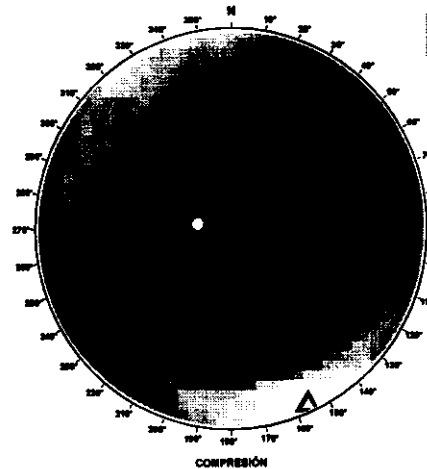
F.E. = 6 (54)

Modelo de Deslizamiento CASABUT3

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

**Rosa de Direcciones**

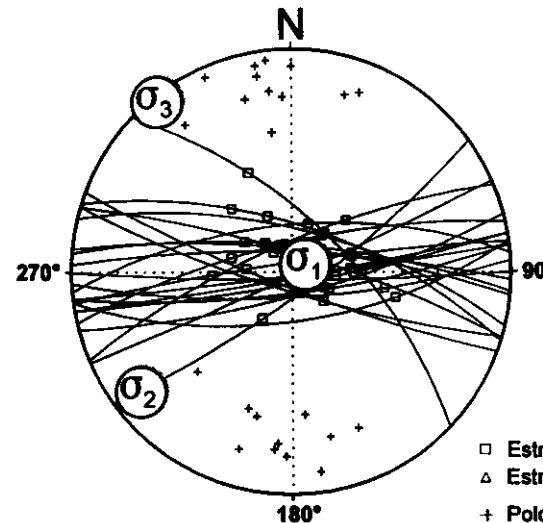
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 67° ± 9.23°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento**Diedros Rectos**

○ Máxima Frecuencia: 33 fallas
 △ Mínima Frecuencia: 2 fallas



Estación: CASABUT3
 Coordenadas U.T.M.
 X: 519200
 Y: 4473500
 Z: 720
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

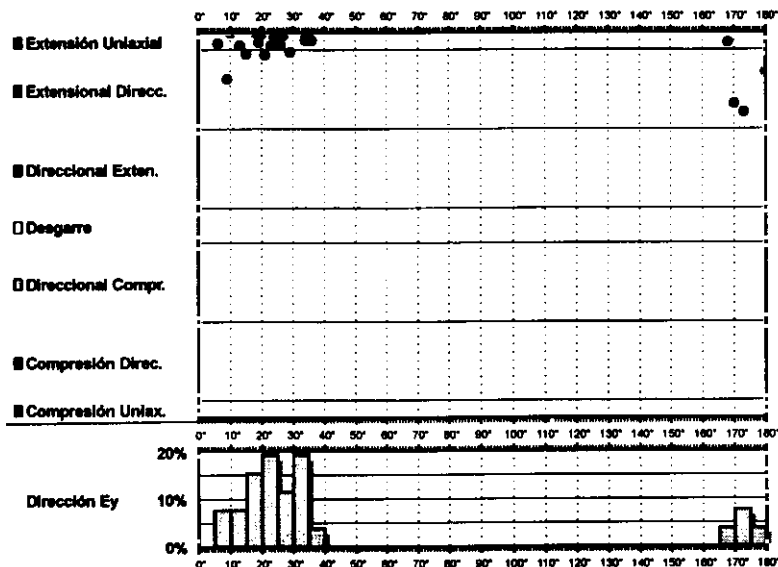
Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)

R = 0.06
 $\mu = 1.1$

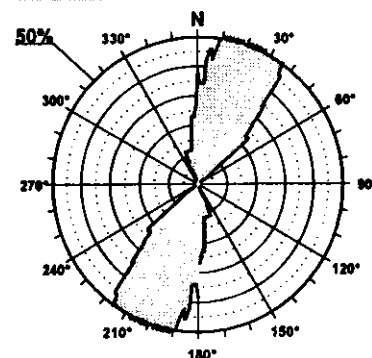
F.E. = 23 (54)

Modelo de Deslizamiento -MIRADOR1-

Estación: MIRADOR1

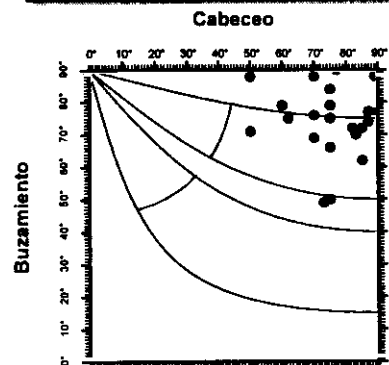


Rosa de Direcciones



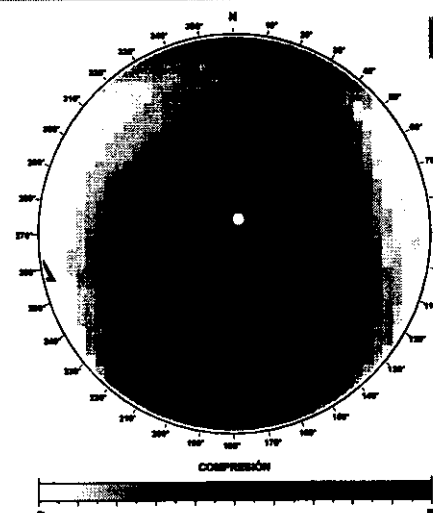
Valor Máximo de Escala: 50%
Angulo de Apertura: 15°
DEYM: 19° ± 8,83°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

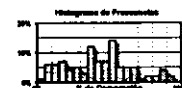


Parámetros Globales
K': 0,1748 Buzamiento: 73° ± 11°
PHI: 55,02° Cabeceo: 76° ± 11°

Diedros Rectos



○ Máxima Frecuencia: 25 fallas
△ Mínima Frecuencia: 1 fallas



Estación: MIRADOR1

Coordenadas U.T.M.

X: 520600

Y: 4482750

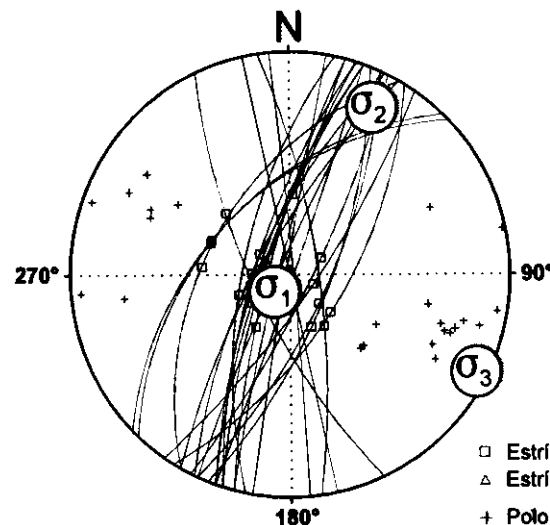
Z: 840

Edad de los materiales:

Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos

(Reches *et al.*, 1992)



σ₁ 79/220°

σ₂ 09/027°

σ₃ 02/117°

R = 0.14

μ = 0.6

F.E. = 22 (58)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -MIRADOR2-

GEOTECNIA

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

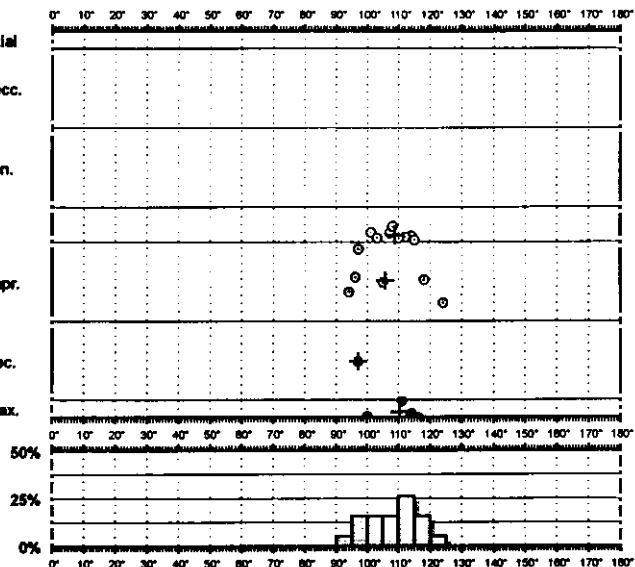
■ Direccional Exten.

□ Desgarra

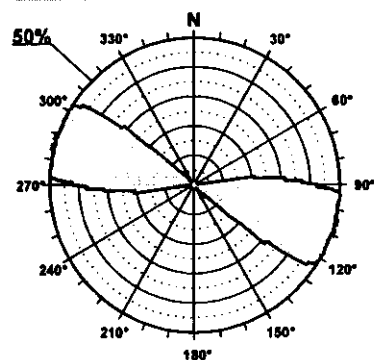
□ Direccional Compr.

■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

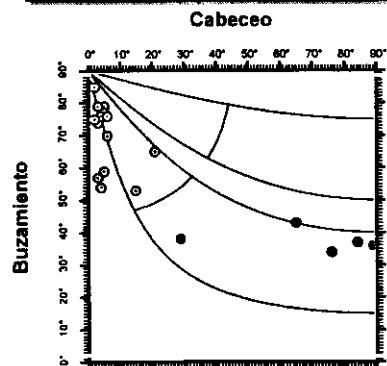


Rosa de Direcciones



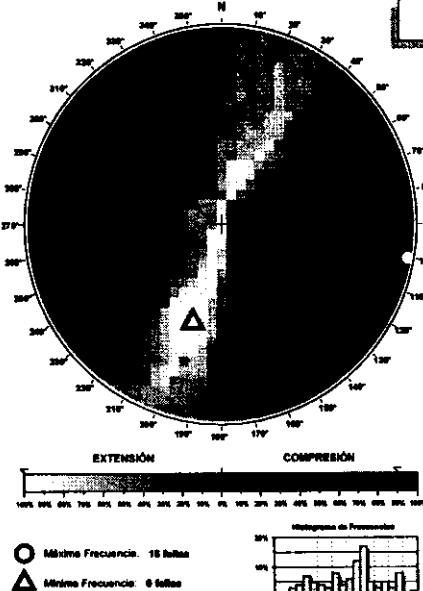
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 107° ± 4,36°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



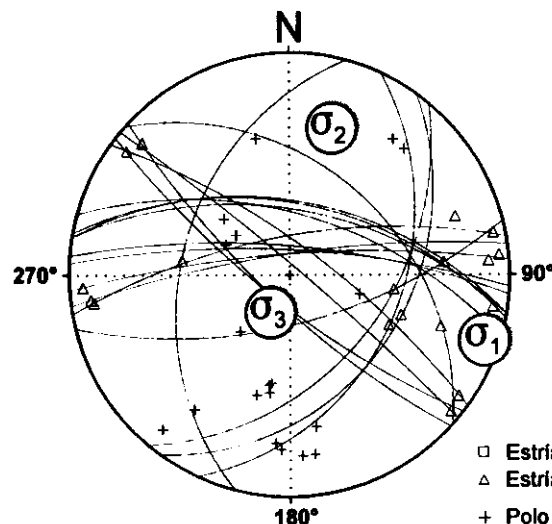
Parámetros Globales
K': -9,0102 Buzamiento: 61° ± 17°
PHI: -21,90° Cabeceo: 22° ± 30°

Diedros Rectos



Estación: MIRADOR2
Coordenadas U.T.M.
X: 520600
Y: 4482750
Z: 840
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



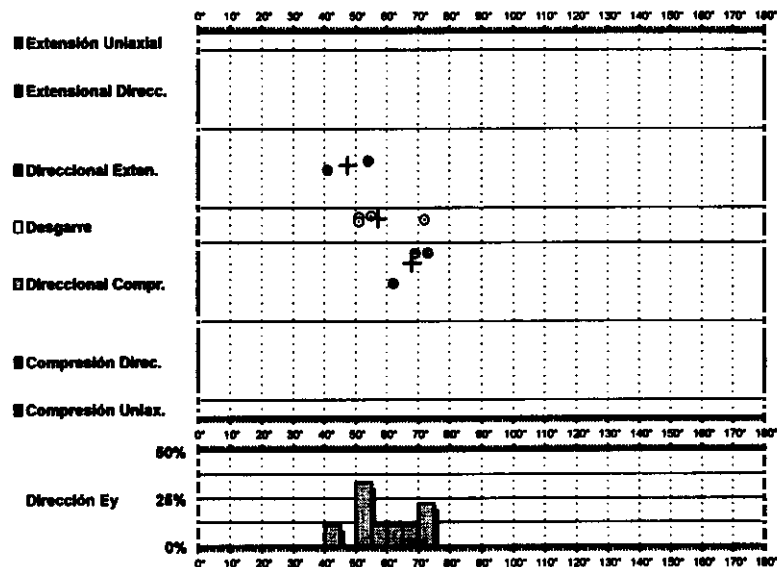
σ_1 03/108°
 σ_2 20/017°
 σ_3 69/206°

R = 0.03
 $\mu = 1.1$

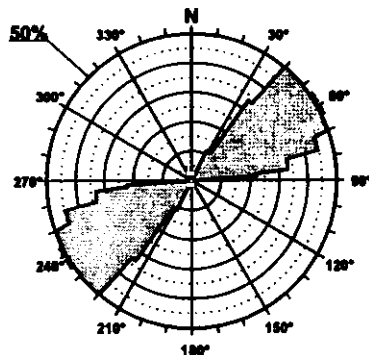
F.E. = 16 (58)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento · MIRADOR3 ·

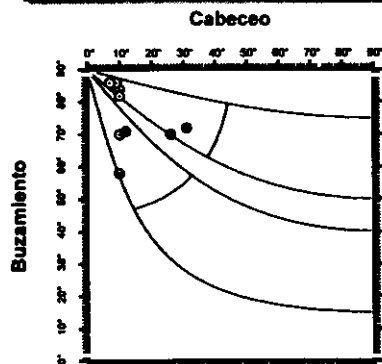


Rosa de Direcciones



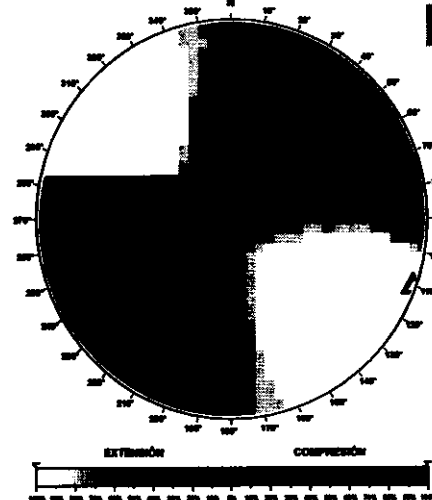
Valor Máximo de Escala: 60%
Ángulo de Apertura: 18°
DEYM: 88° ± 5,08°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

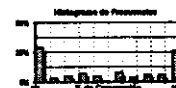


Parámetros Globales
K': 0,3437 Buzamiento: 78° ± 08°
PH: 05,88° Cabeceo: 14° ± 06°

Diedros Rectos



○ Máxima Frecuencia: 8 fallas
△ Mínima Frecuencia: 8 fallas



Estación: MIRADOR3

Coordenadas U.T.M.

X: 520600

Y: 4482750

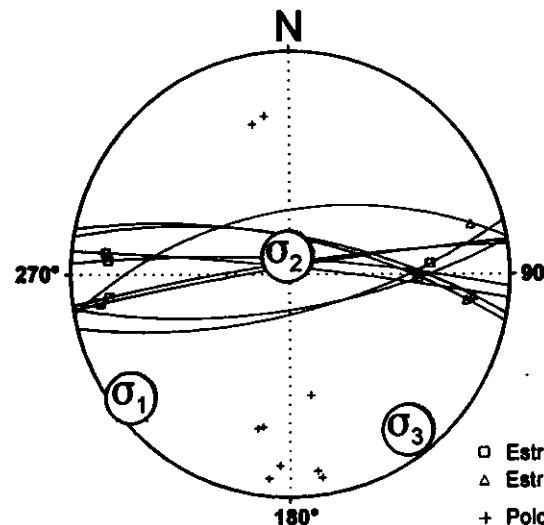
Z: 840

Edad de los materiales:

Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos

(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 05/233°

σ_2 80/359°

σ_3 07/142°

R = 0.50

μ = 0.4

F.E. = 9 (58)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -IBER1-

Grain

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

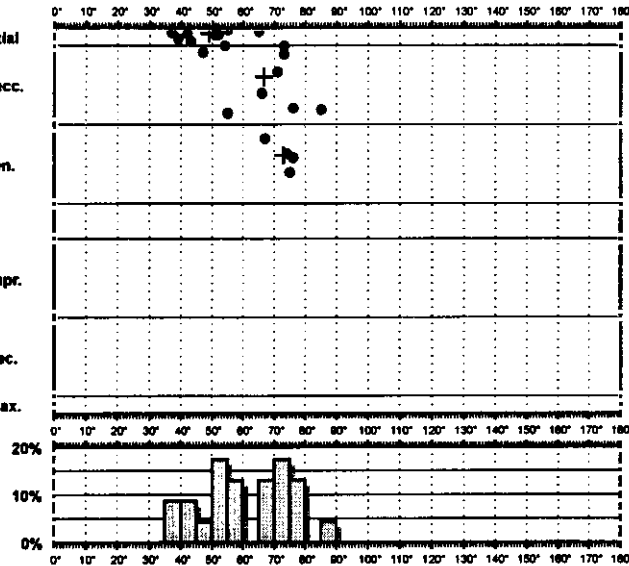
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

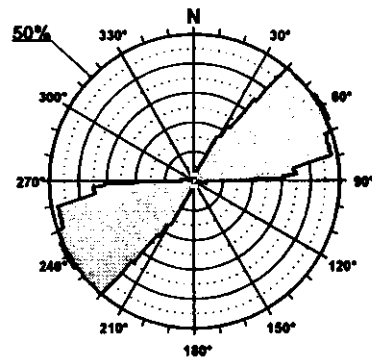
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

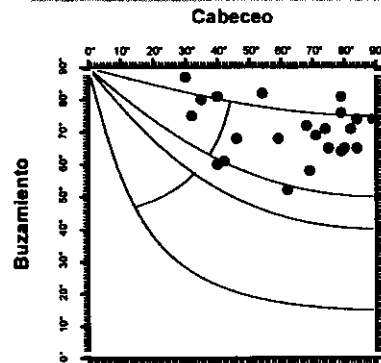


Rosa de Direcciones



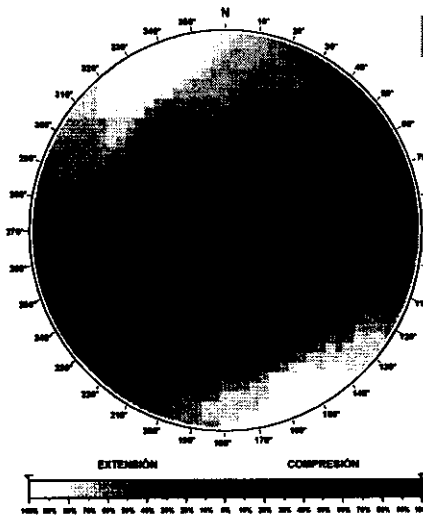
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 16°
DEYM: 60° ± 6,05°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

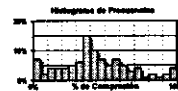


Parámetros Globales
K: 0,8252 Buzamiento: 70° ± 06°
PHI: 45,56° Cabeceo: 63° ± 19°

Diedros Rectos

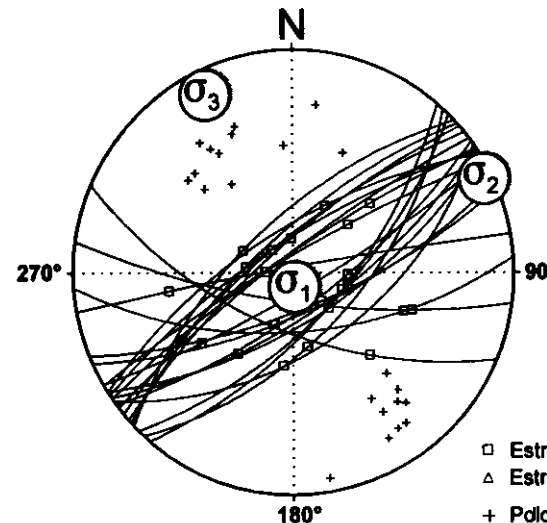


○ Máxima Frecuencia: 23 falls
△ Mínima Frecuencia: 8 falls



Estación: IBER1
Coordenadas U.T.M.
X: 537900
Y: 4514400
Z: 1005
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 83/167°
 σ_2 01/164°
 σ_3 06/334°

R = 0.28
 $\mu = 0.9$

F.E. = 23 (68)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -IBER2-

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

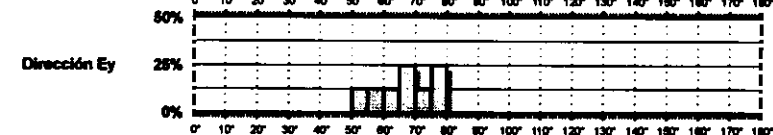
■ Direccional Exten.

□ Desgarre

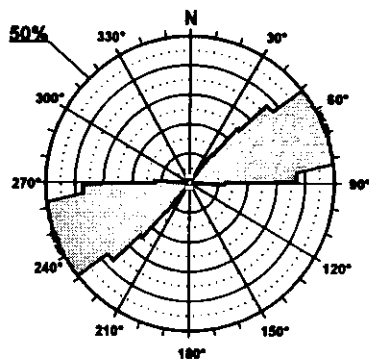
■ Direccional Compr.

■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

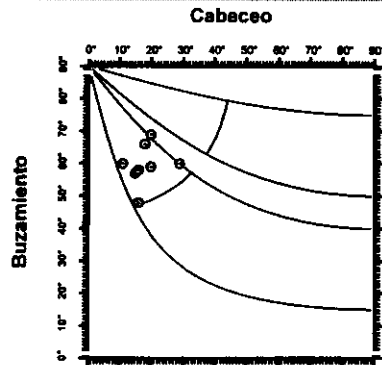


Rosa de Direcciones



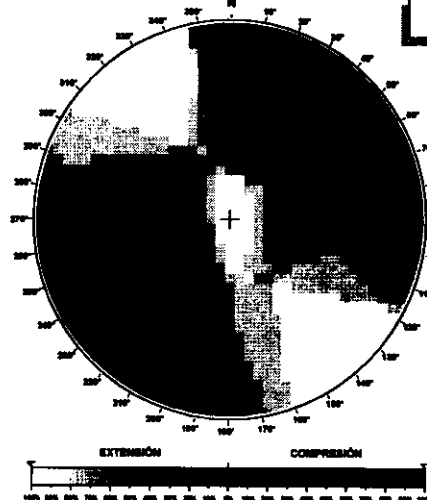
Valor Máximo de Escala: 60%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYMI: 66° ± 4,66°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K': 3,1438 Buzamiento: 60° ± 08°
PHI: 33,69° Cabeceo: 18° ± 06°

Diedros Rectos

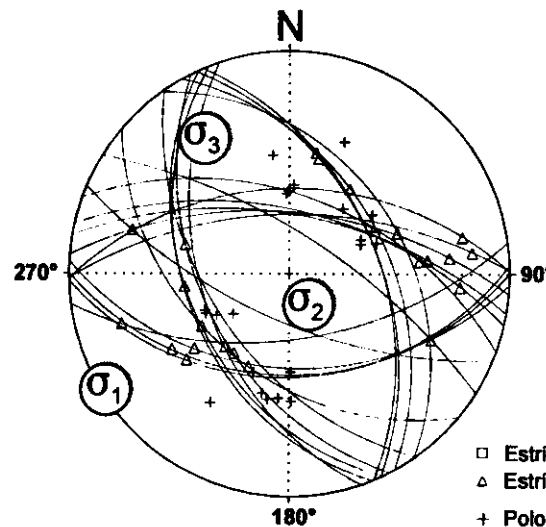


○ Máxima Frecuencia: 8 fallas
△ Mínima Frecuencia: 8 fallas



Estación: IBER2
Coordenadas U.T.M.
X: 537900
Y: 4514400
Z: 1005
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

σ_1 01/238°
 σ_2 71/144°
 σ_3 18/328°
 $R = 0.09$
 $\mu = 0.5$

F.E. = 14 (68)

Modelo de Deslizamiento IBER3

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direc.

■ Direccional Exten.

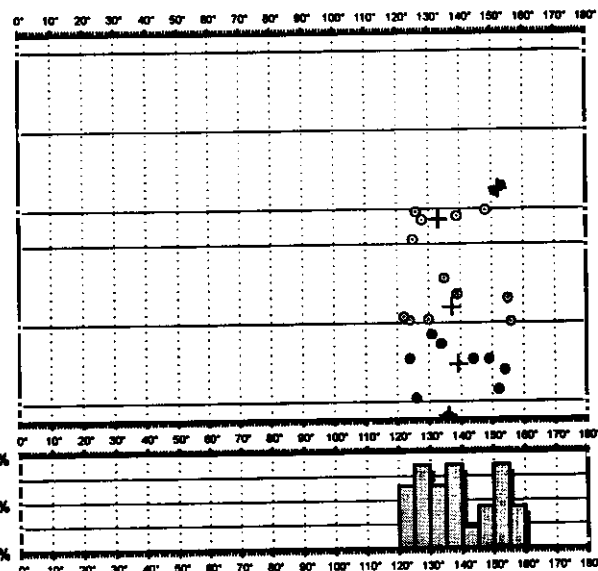
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

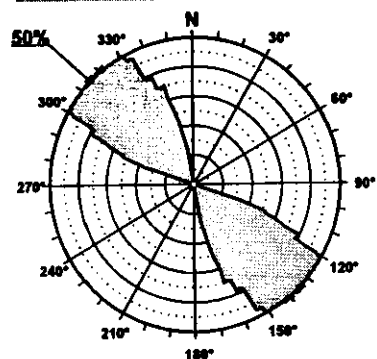
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

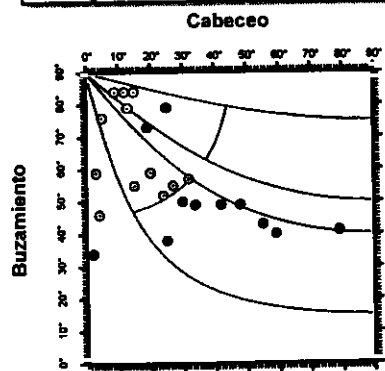


Rosa de Direcciones



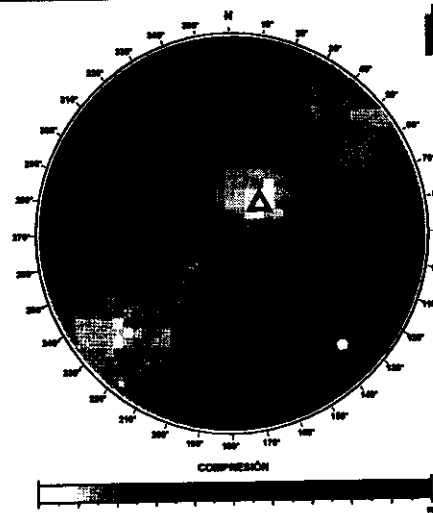
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 135° ± 5,25°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

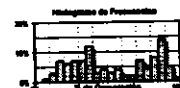


Parámetros Globales
K: 3,1569 Buzamiento: 58° ± 16°
Phi: -19,90° Cabeceo: 25° ± 19°

Diedros Rectos

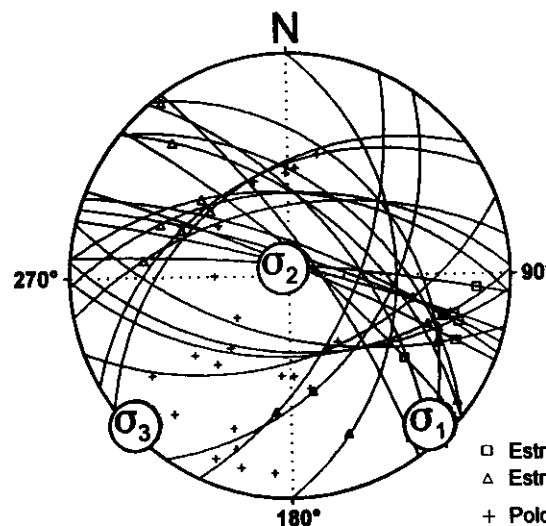


○ Mínima Frecuencia: 22 fallas
△ Mínima Frecuencia: 8 fallas



Estación: IBER3
Coordenadas U.T.M.
X: 537900
Y: 4514400
Z: 1005
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 04/137°
 σ_2 85/332°
 σ_3 01/227°

R = 0.18
 $\mu = 0.5$

F.E. = 19 (68)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -RADA1-

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

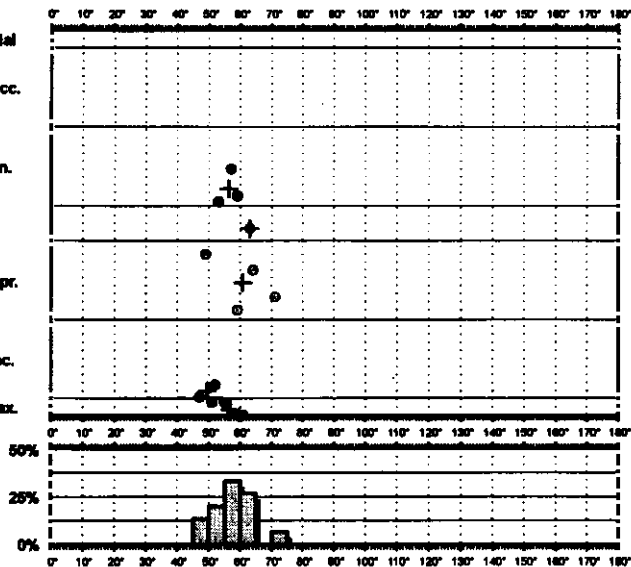
□ Desgarra

■ Direccional Compr.

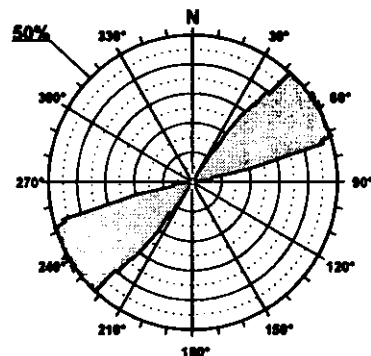
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

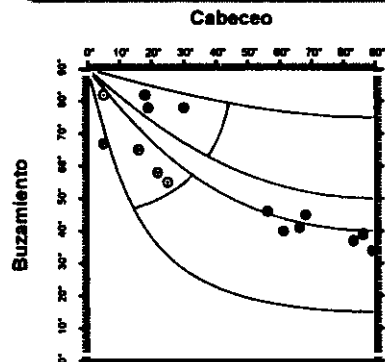


Rosa de Direcciones



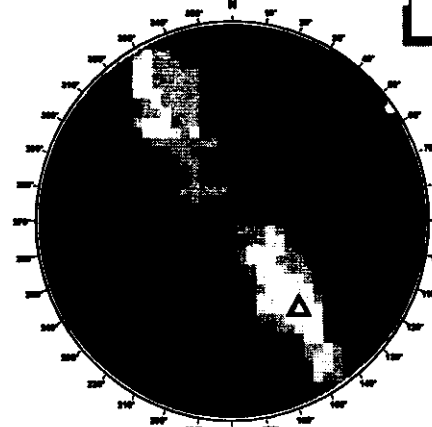
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 67° ± 3,7°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K: 7,6707 Buzamiento: 56° ± 17°
PVA: 00,63° Cabeceo: 43° ± 22°

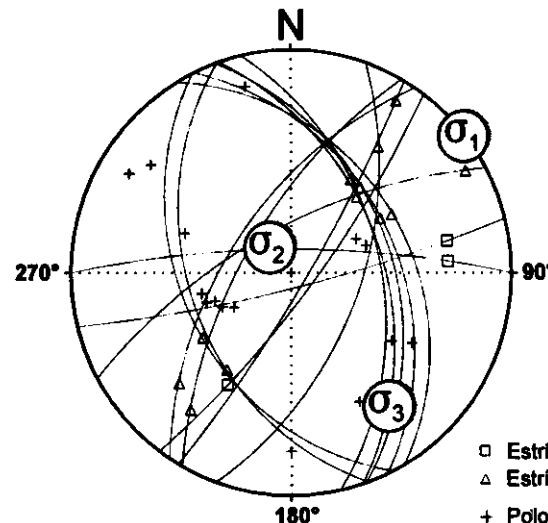
Diedros Rectos



○ Mínimo Presión: 10 bares
△ Mínimo Presión: 0 bares

Estación: RADA1
Coordenadas U.T.M.
X: 533350
Y: 4379800
Z: 800
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



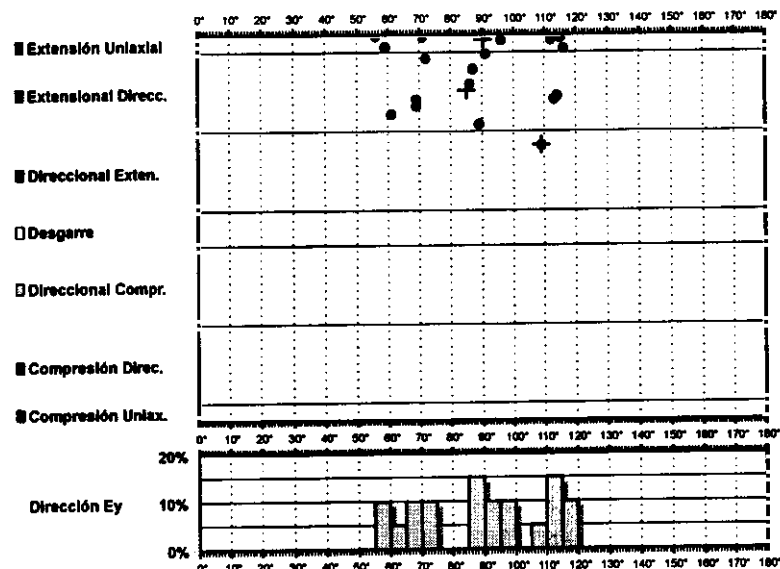
□ Estria normal
△ Estria inversa
+ Polo Falla

σ_1 00/053°
 σ_2 73/322°
 σ_3 16/143°

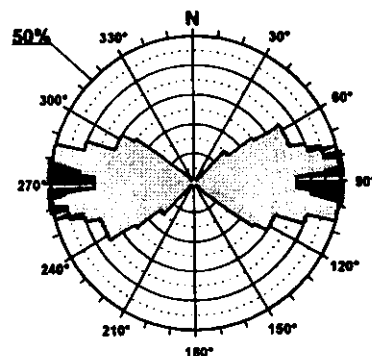
$R = 0.08$
 $\mu = 0.7$

F.E. = 15 (53)

Modelo de Deslizamiento · RADA2 ·

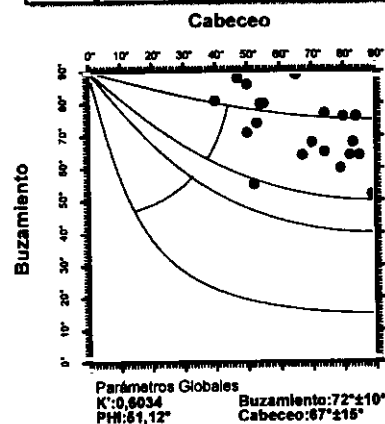


Rosa de Direcciones

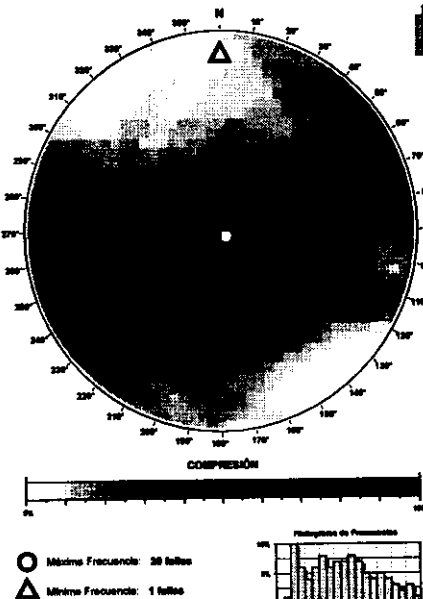


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 89° ± 10,87°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

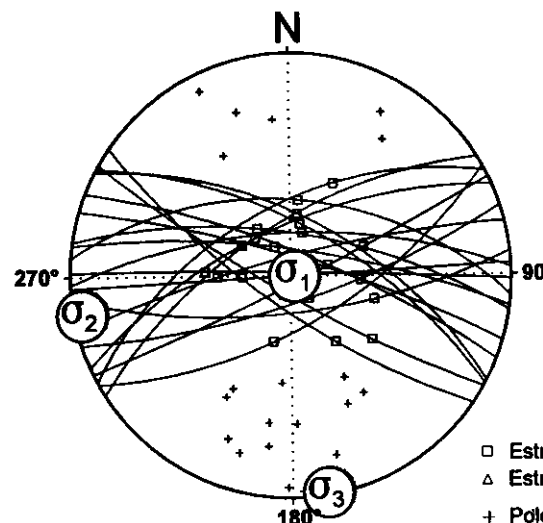


Diedros Rectos



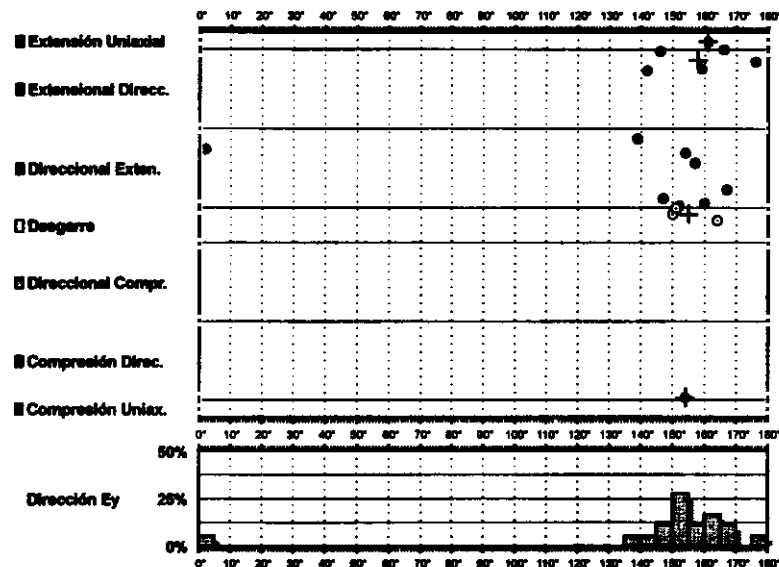
Estación: RADA2
Coordenadas U.T.M.
X: 533350
Y: 4379800
Z: 800
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)

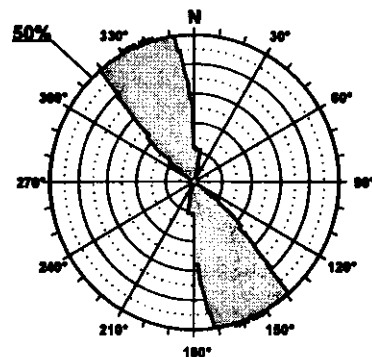


F.E. = 17 (53)

Modelo de Deslizamiento · RADA3·

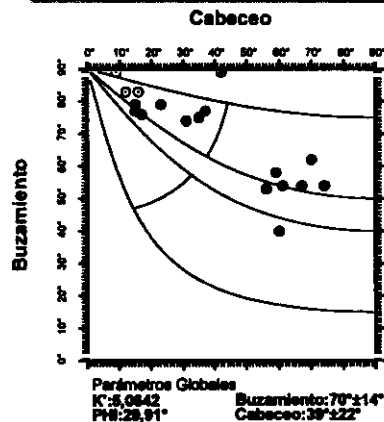


Rosa de Direcciones

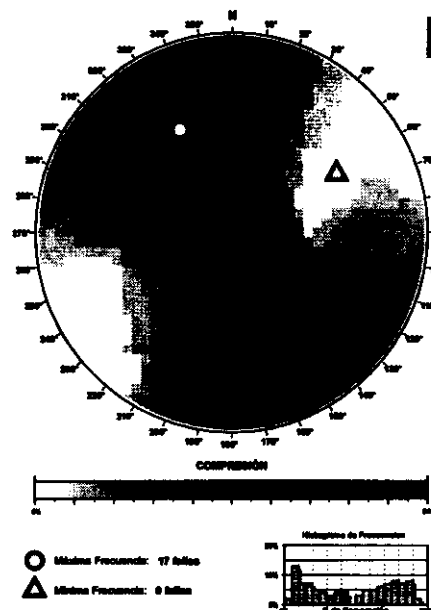


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEVM: 167° ± 6,76°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

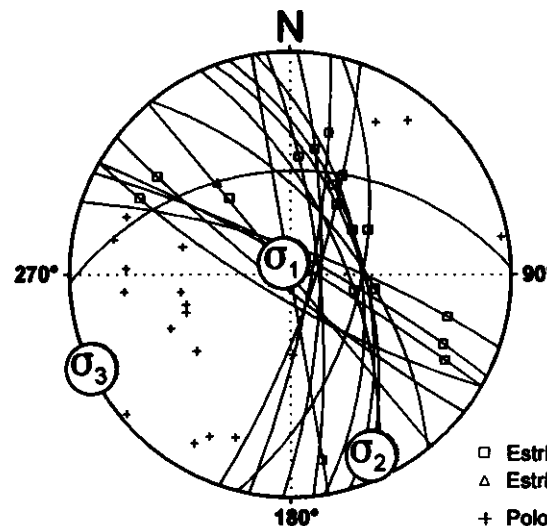


Diedros Rectos



Estación: RADA3
Coordenadas U.T.M.
X: 533350
Y: 4379800
Z: 800
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



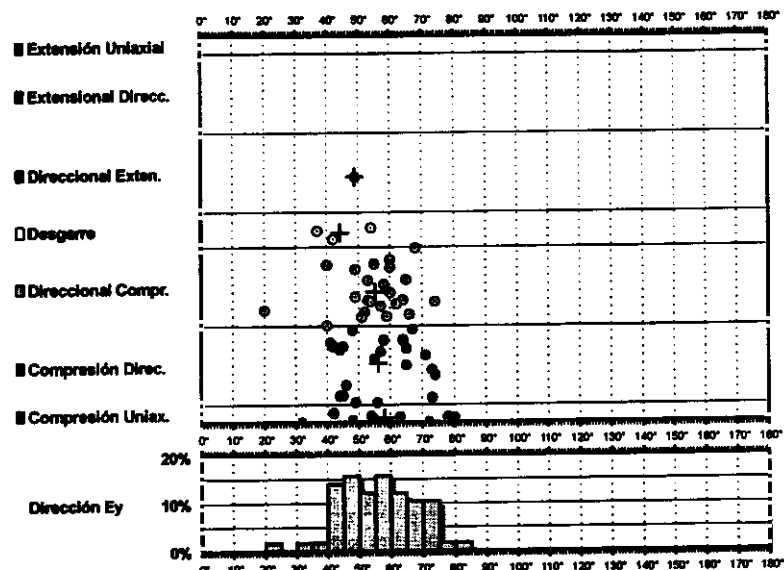
σ_1 83/336°
 σ_2 06/155°
 σ_3 00/245°

$R = 0.82$
 $\mu = 0.4$

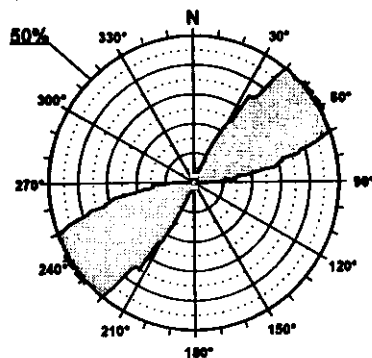
F.E. = 16 (53)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento · PINFIER1·

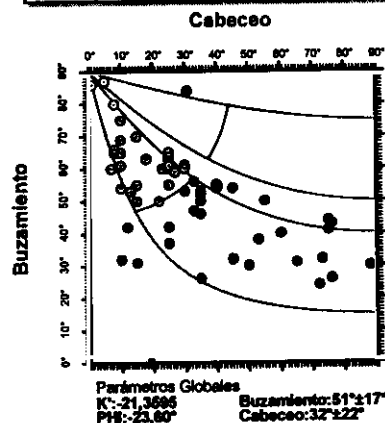


Rosa de Direcciones

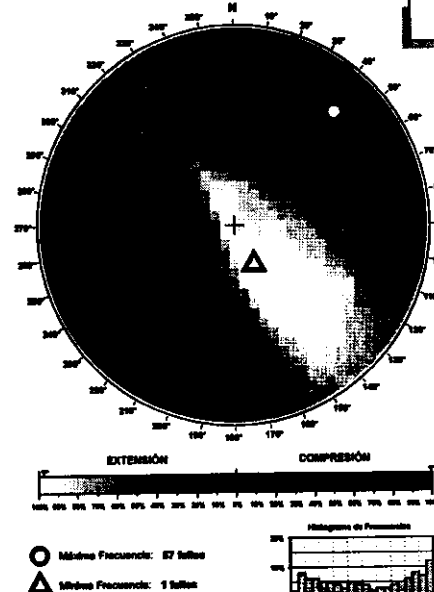


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEY: 65° ± 7,27°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

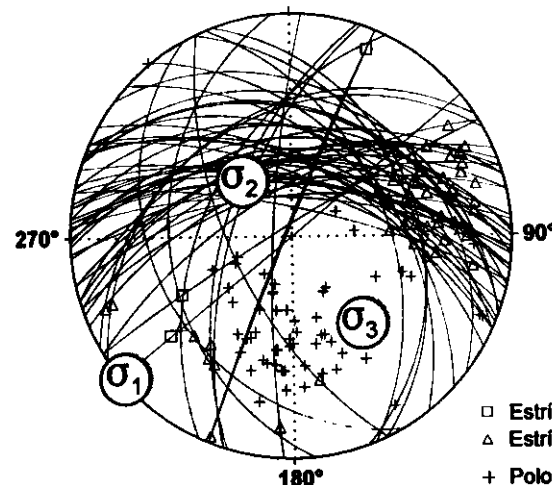


Diedros Rectos



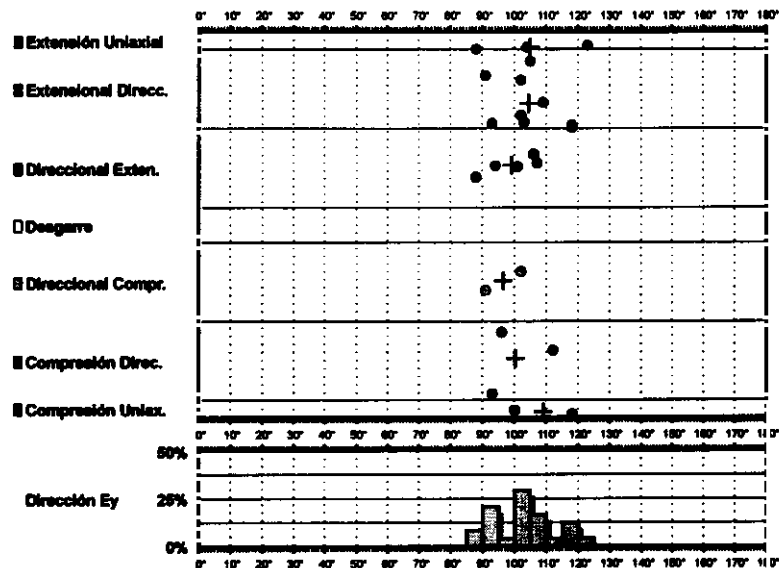
Estación: PINFIER1
Coordenadas U.T.M.
X: 566750
Y: 4481750
Z: 920
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)

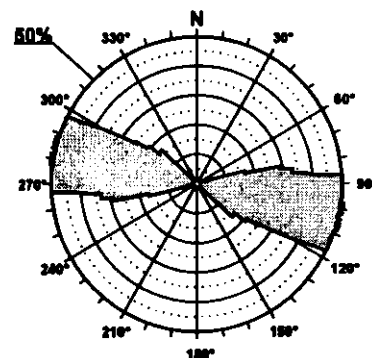


F.E. = 53 (95)

Modelo de Deslizamiento · PINFIER2 ·

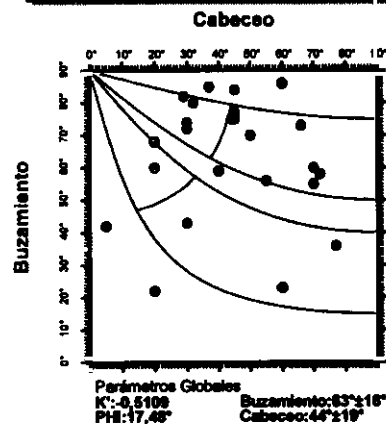


Rosa de Direcciones



Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 103° ± 6,08°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

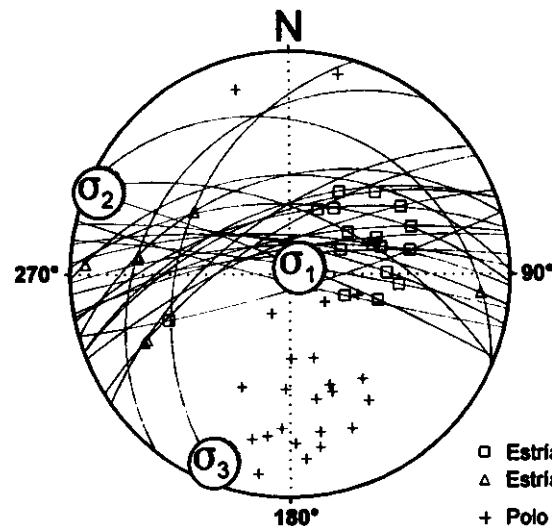


Diedros Rectos



Estación: PINFIER2
 Coordenadas U.T.M.
 X: 566750
 Y: 4481750
 Z: 920
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



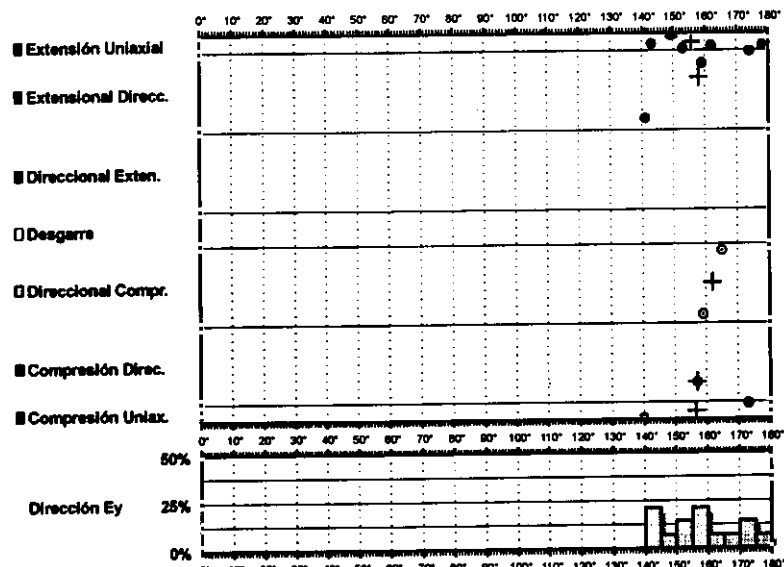
σ₁ 83/059°
 σ₂ 03/293°
 σ₃ 05/202°

R = 0.45
 μ = 0.9

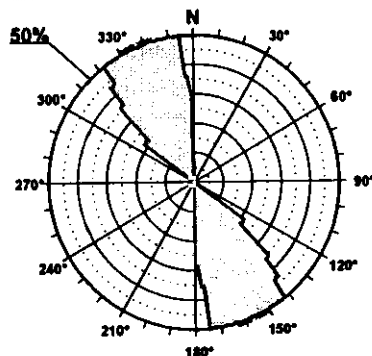
F.E. = 16 (95)

Modelo de Deslizamiento -PINFIER3-

Fig. 10

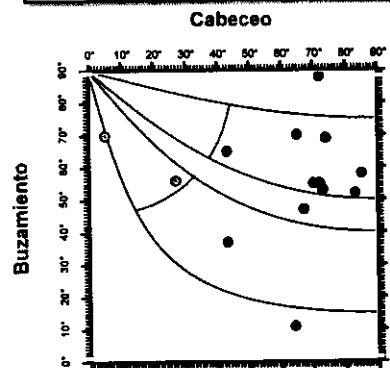


Rosa de Direcciones



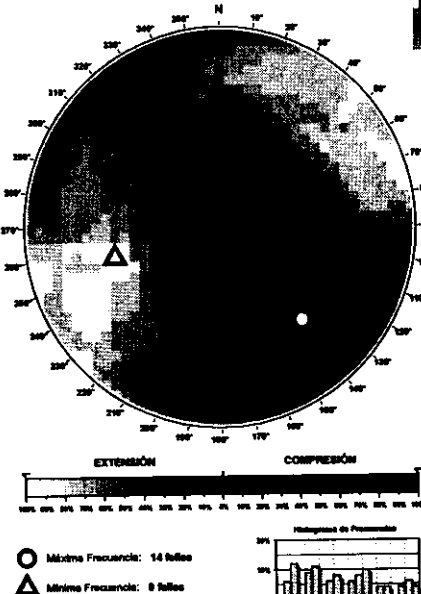
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 187° ± 6,88°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



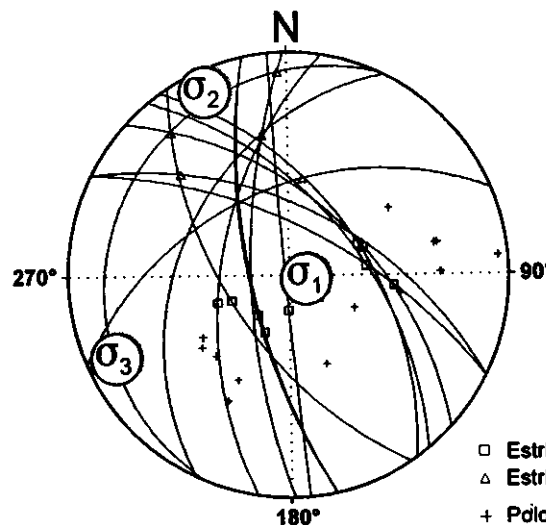
Parámetros Globales
K: -1,4045
PH: 14,17°
Buzamiento: 58° ± 17°
Cabeceo: 60° ± 22°

Diedros Rectos



Estación: PINFIER3
Coordenadas U.T.M.
X: 566750
Y: 4481750
Z: 920
Edad de los materiales:
Mioceno Inferior

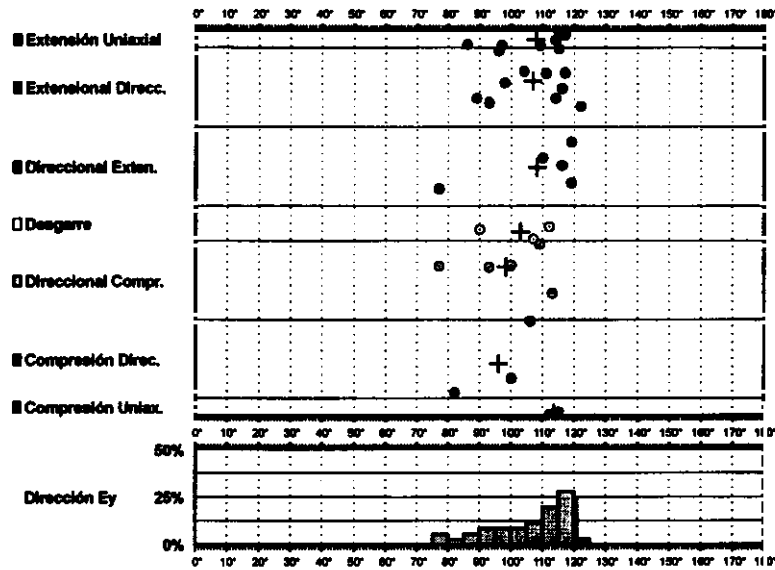
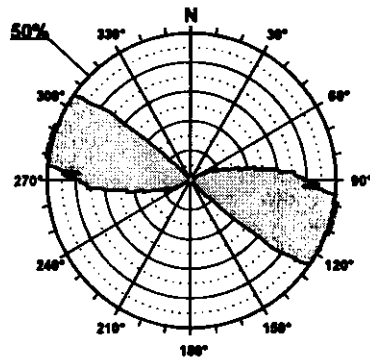
Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



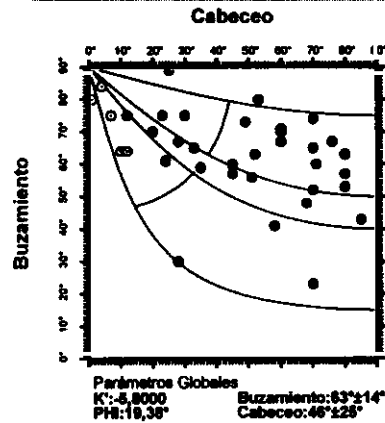
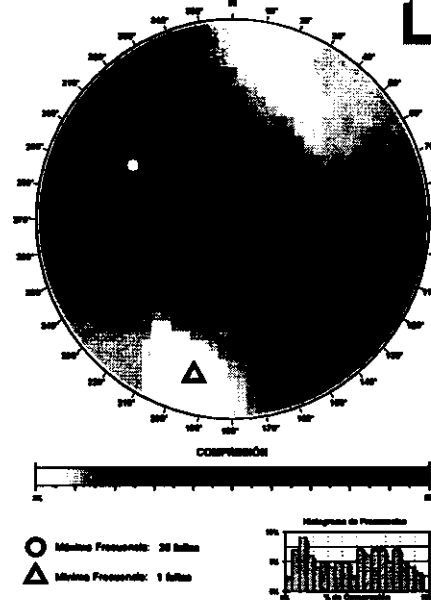
σ_1 80/099°
 σ_2 05/336°
 σ_3 08/245°

R = 0.42
 $\mu = 0.5$

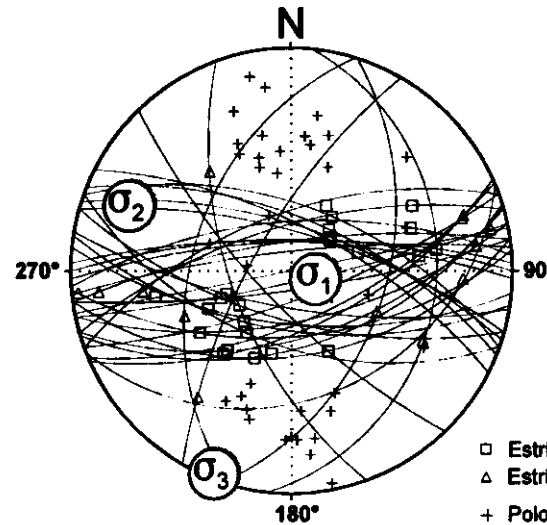
F.E. = 9 (95)

Modelo de Deslizamiento ·ROZALEN1·**Rosa de Direcciones**

Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEVM: 105° ± 6,67°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento**Diedros Rectos**

Estación: ROZALEN1
 Coordenadas U.T.M.
 X: 514825
 Y: 4426500
 Z: 860
 Edad de los materiales:
 Jurásico

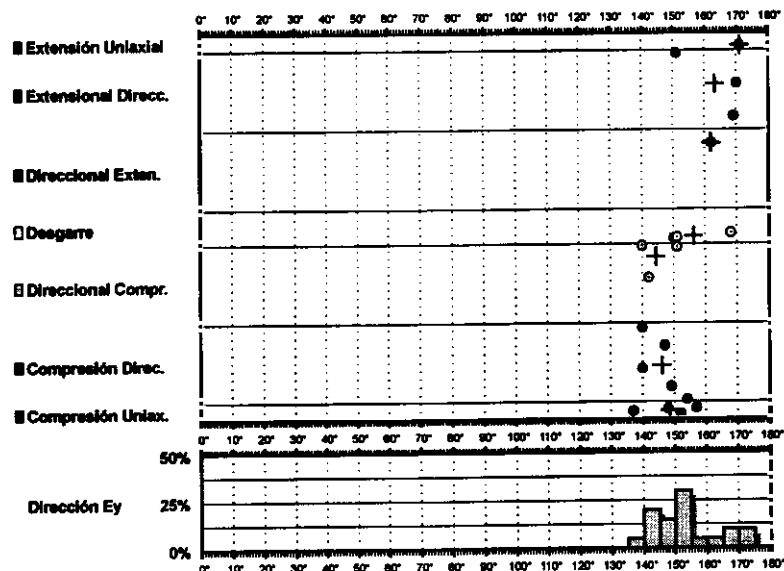
Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)

$$\begin{aligned}\sigma_1 & 76/106^\circ \\ \sigma_2 & 13/292^\circ \\ \sigma_3 & 01/201^\circ\end{aligned}$$

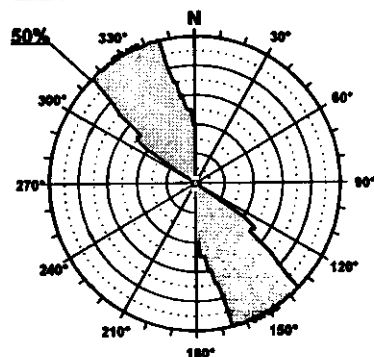
$$\begin{aligned}R &= 0.8 \\ \mu &= 0.5\end{aligned}$$

$$F.E. = 27 (75)$$

Modelo de Deslizamiento ·ROZALEN2·

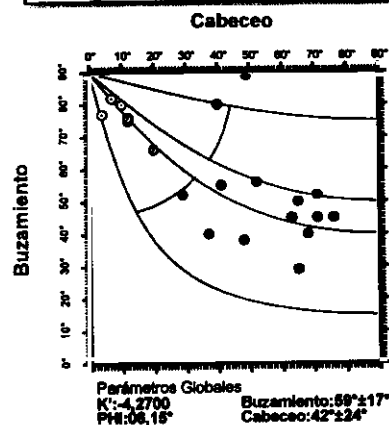


Rosa de Direcciones

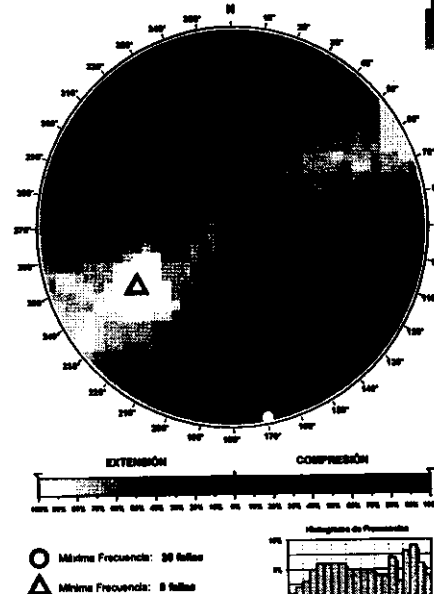


Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 152° ± 6,38°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

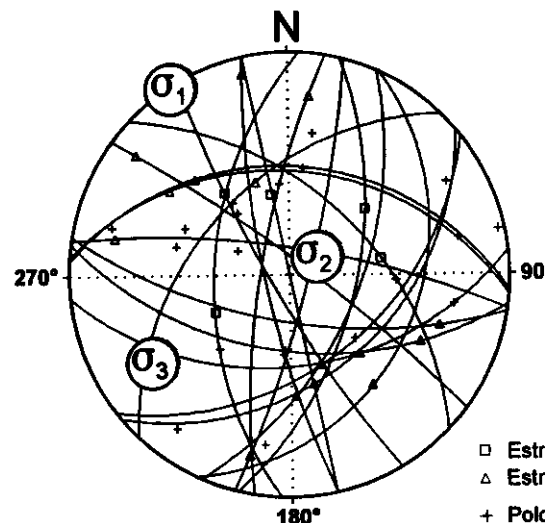


Diedros Rectos



Estación: ROZALEN2
 Coordenadas U.T.M.
 X: 514825
 Y: 4426500
 Z: 860
 Edad de los materiales:
 Jurásico

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



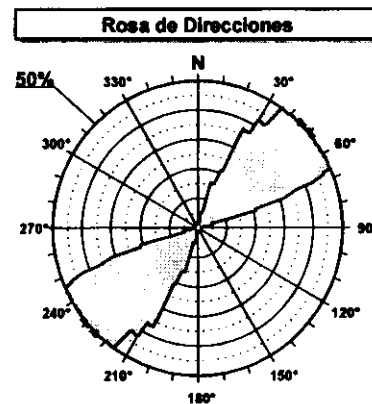
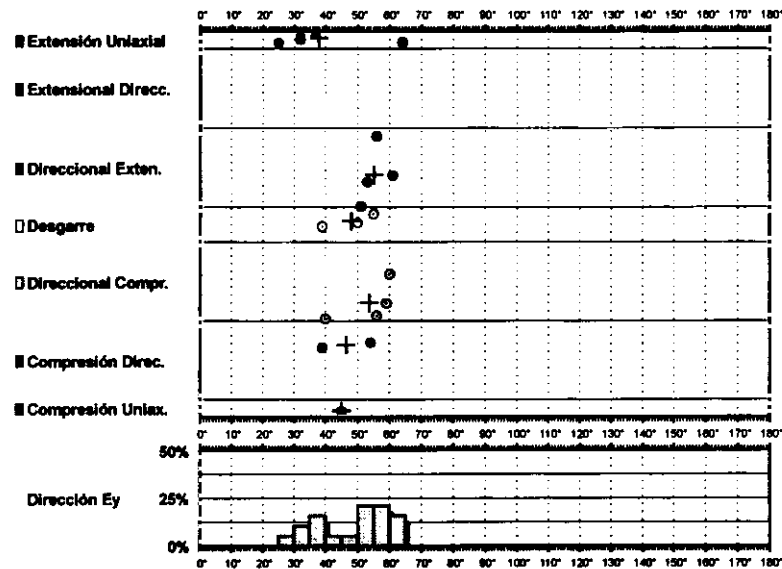
σ_1 00/328°
 σ_2 72/058°
 σ_3 17/238°

$R = 0.07$
 $\mu = 0.4$

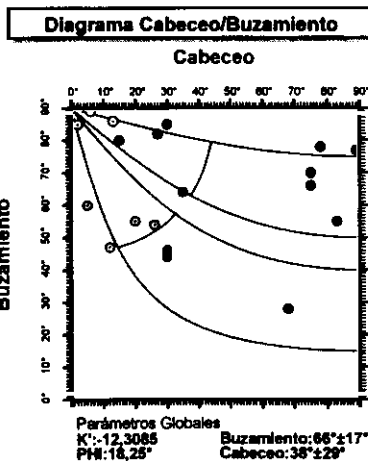
F.E. = 14 (75)

□ Estría normal
 △ Estría inversa
 + Polo Falla

2000

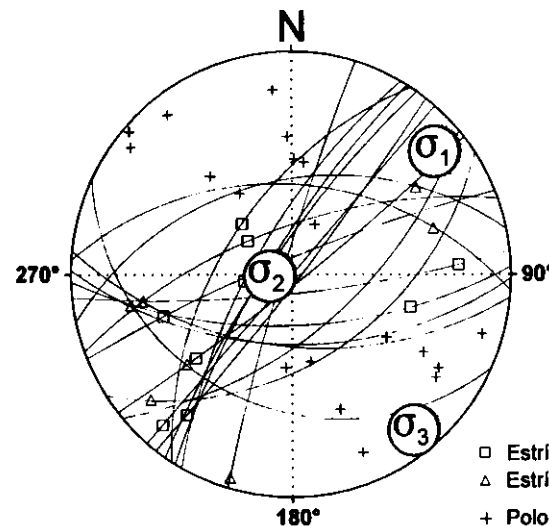


Valor Máximo de Escala: 50%
 Angulo de Apertura: 15°
 DEYM: 48° ± 5,33°



Diedros Rectos

Estación: ROZALÉN3
Coordenadas U.T.M.
X: 514825
Y: 4426500
Z: 860
Edad de los materiales:
Jurásico



Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)

σ_1 08/050°

σ_2 79/268°

σ_3 06/141°

R = 0.21

$\mu = 0.6$

F.E. = 12 (75)

- Estría normal
- △ Estría inversa
- + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento -HUELVEsa-

9/810

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

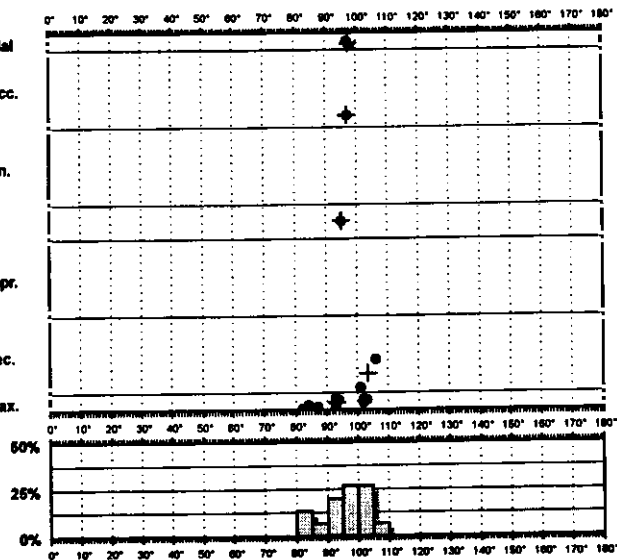
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

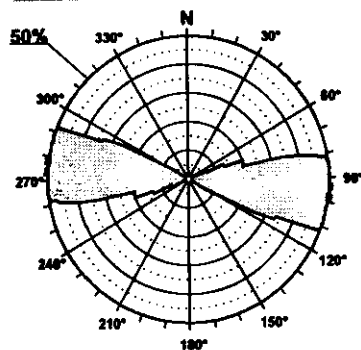
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey



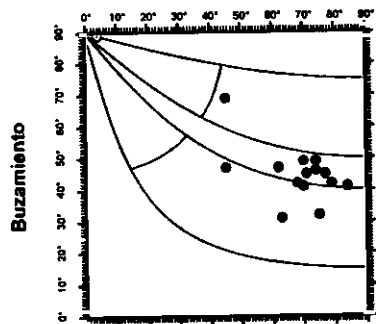
Rosa de Direcciones



Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEVM: 96° ± 4,16°

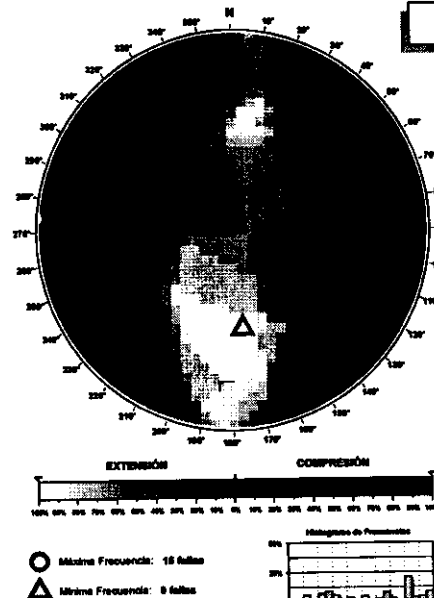
Diagrama Cabeceo/Buzamiento

Cabeceo



Parámetros Globales
K: 38,1813 Buzamiento: 48° ± 14°
Phi: 40,10° Cabeceo: 64° ± 19°

Diedros Rectos



Estación: HUELVEsa
Coordenadas U.T.M.

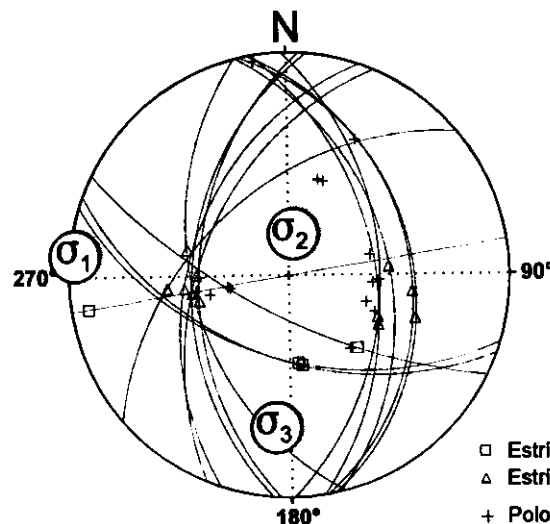
X: 511200

Y: 4434900

Z: 840

Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 01/276°

σ_2 68/009°

σ_3 21/185°

R = 0.12

$\mu = 0.4$

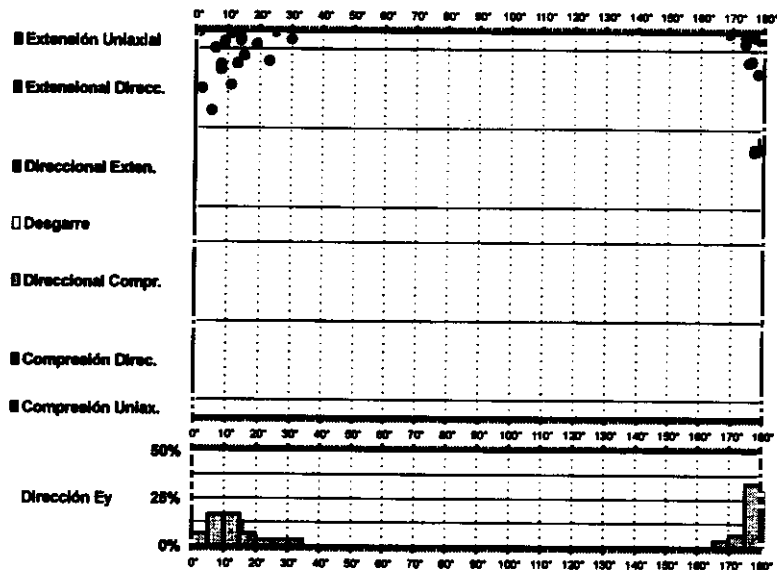
F.E. = 13 (58)

□ Estría normal

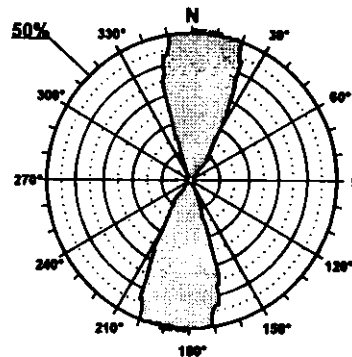
△ Estría inversa

+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·HUELVESN·

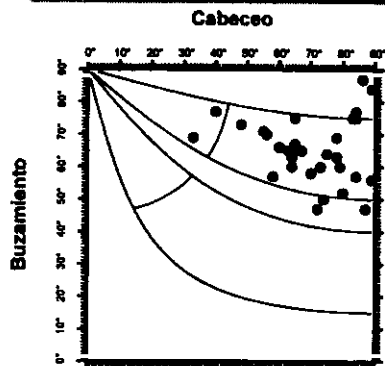


Rosa de Direcciones



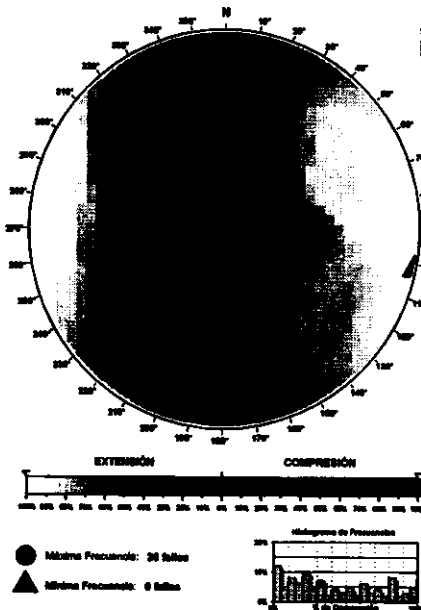
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 6° ± 5,51°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



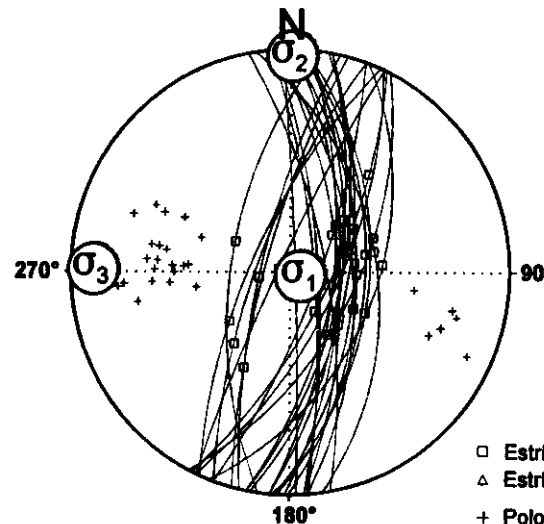
Parámetros Globales
K: 9,5785 Buzamiento: 65° ± 10°
PR: 37,21° Cabeceo: 70° ± 14°

Diedros Rectos



Estación: HUELVESN
Coordenadas U.T.M.
X: 511200
Y: 4434900
Z: 840
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 83/104°
 σ_2 01/001°
 σ_3 06/271°

$R = 0.37$
 $\mu = 0.8$

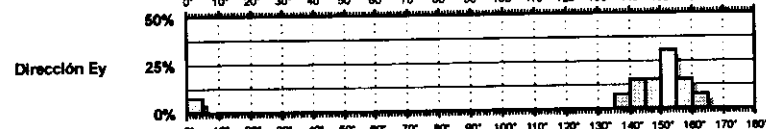
F.E. = 29 (58)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

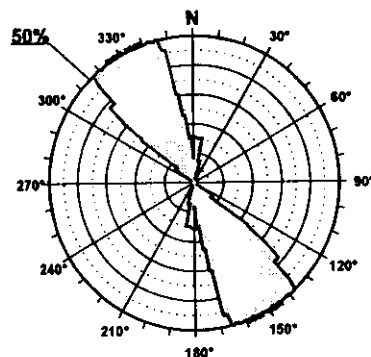
Modelo de Deslizamiento -HUELVESG-

Estación

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

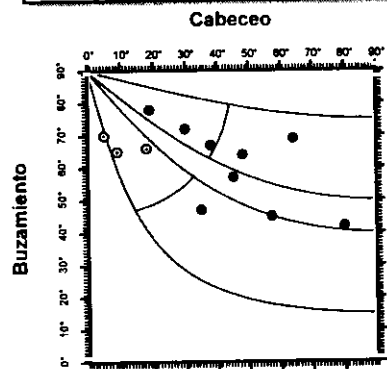


Rosa de Direcciones



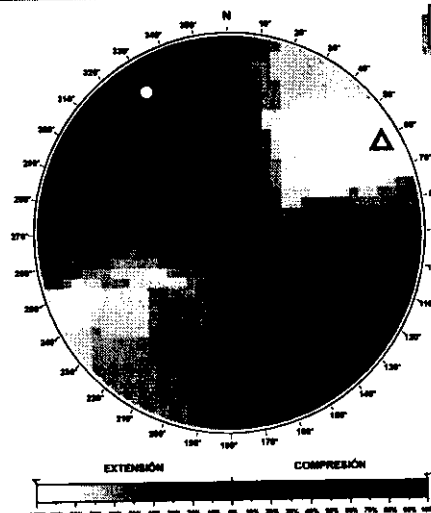
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DETM: 152° ± 8,20°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K': -0,9249 Buzamiento: 57° ± 20°
Phi: -08,54° Cabeceo: 34° ± 23°

Diedros Rectos

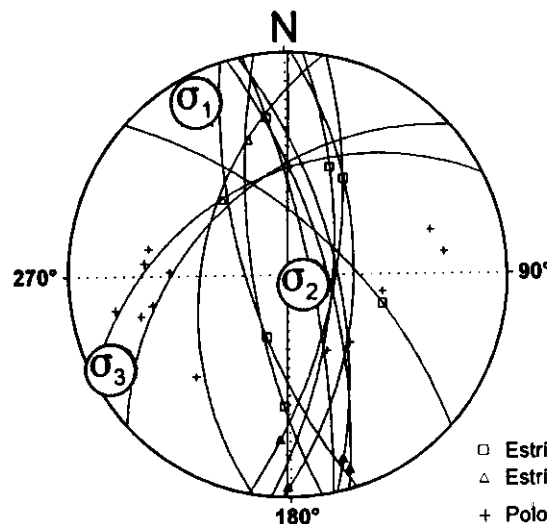


○ Máxima Frecuencia: 13 fallas
△ Mínima Frecuencia: 8 fallas



Estación: HUELVESG
Coordenadas U.T.M.
X: 511200
Y: 4434900
Z: 840
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



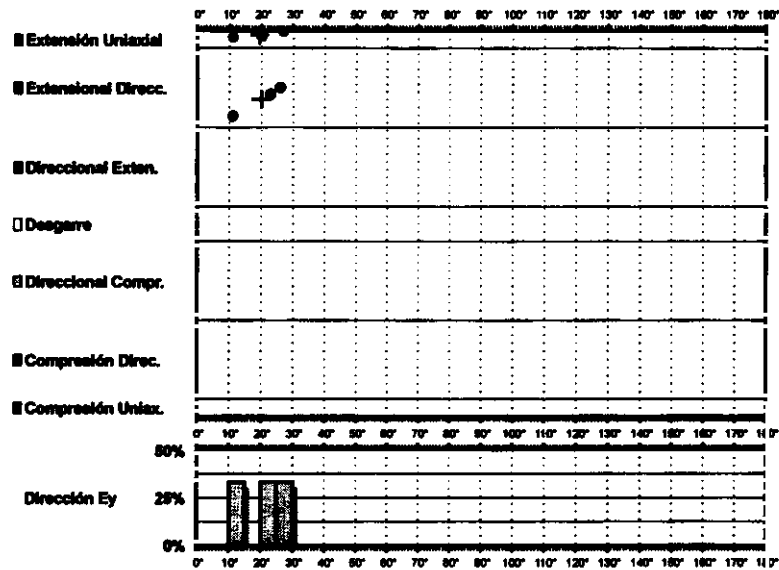
σ_1 07/333°
 σ_2 80/117°
 σ_3 05/243°

R = 0.47
 μ = 0.4

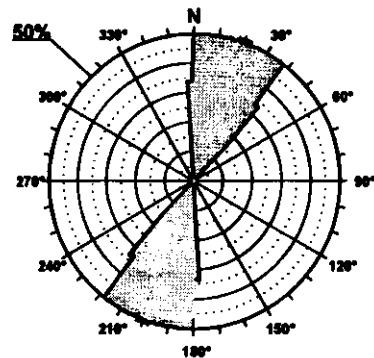
F.E. = 11 (58)

- Estría normal
- △ Estría inversa
- + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·DEGOLL1·

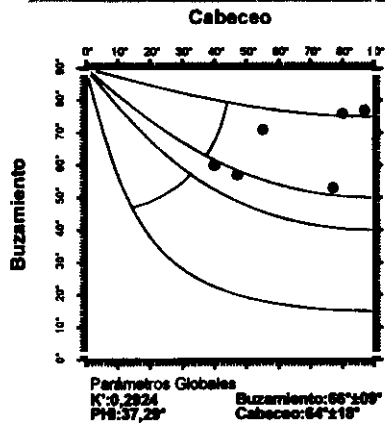


Rosa de Direcciones

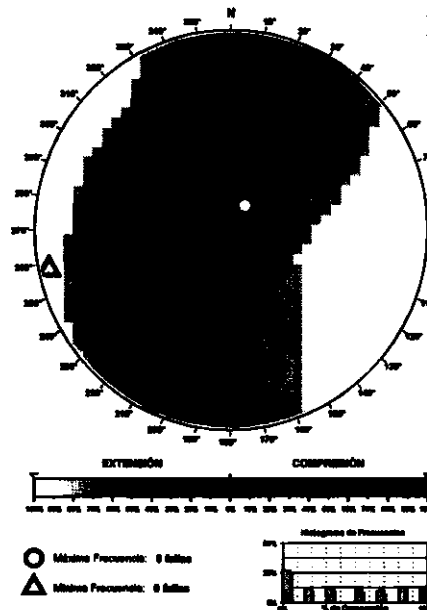


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEVI: 20° ± 3.33°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

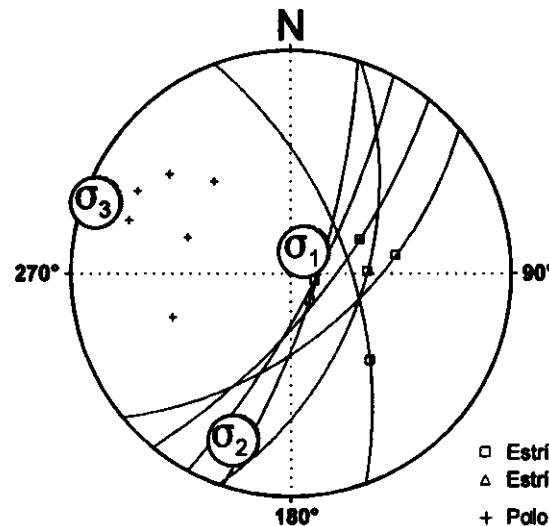


Diedros Rectos



Estación: DEGOLL1
Coordenadas U.T.M.
X: 515350
Y: 4451500
Z: 1020
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 76/033°
 σ_2 13/199°
 σ_3 03/290°

$R = 0.65$
 $\mu = 0.7$

F.E. = 6 (30)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·DEGOLL2·

6.º año

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

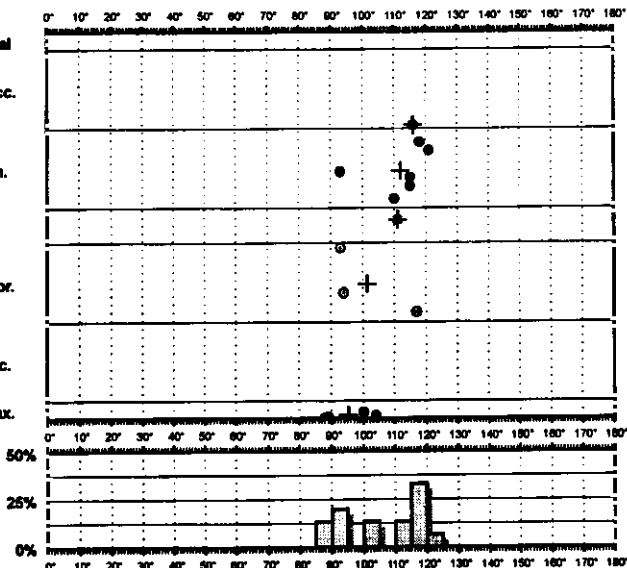
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

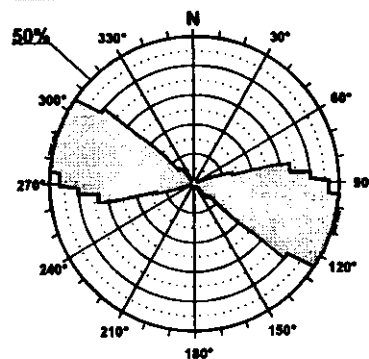
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

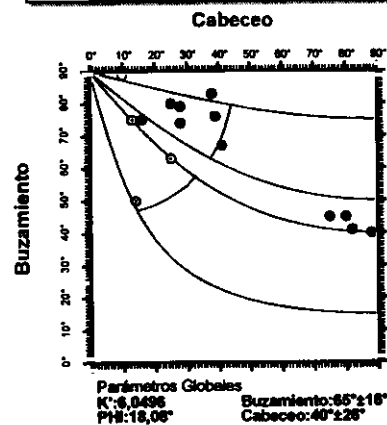


Rosa de Direcciones

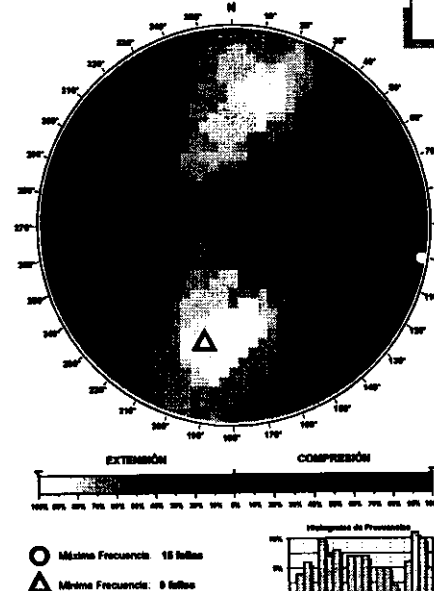


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 106° ± 4,80°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos



Estación: DEGOLL2
Coordenadas U.T.M.

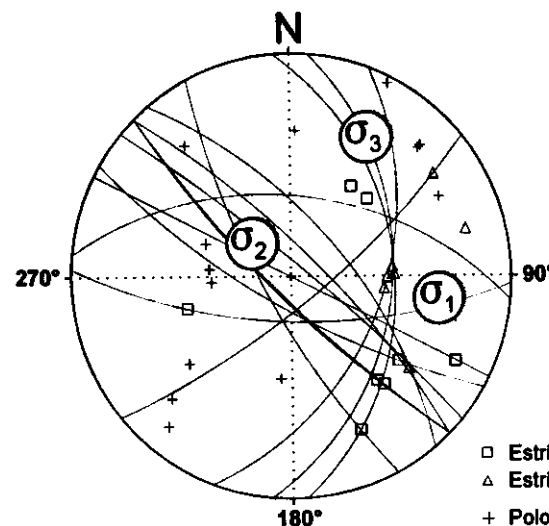
X: 515350

Y: 4451500

Z: 1020

Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 21/098°

σ_2 64/313°

σ_3 18/029°

$R = 0.09$

$\mu = 0.5$

F.E. = 12 (30)

□ Estría normal

△ Estría inversa

+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento · DEGOLL3·

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

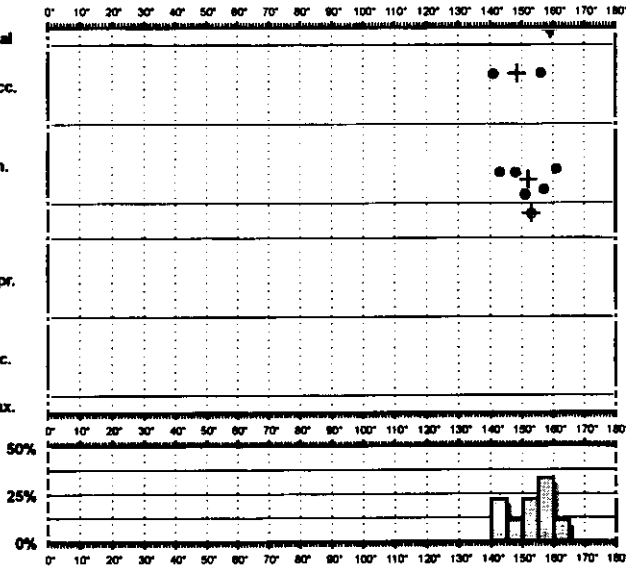
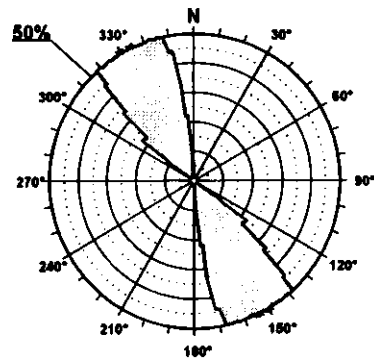
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

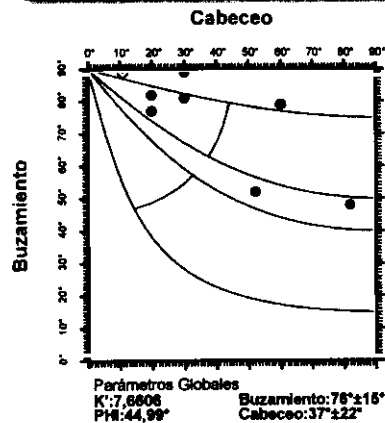
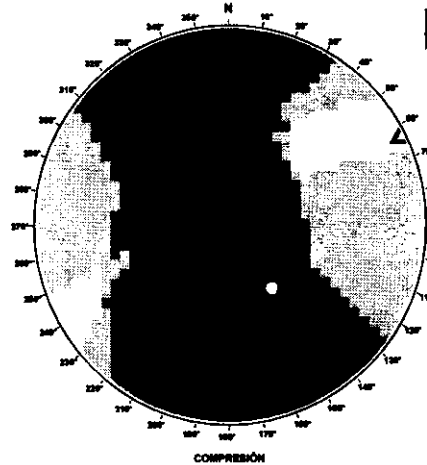
■ Compresión Direcc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

**Rosa de Direcciones**

Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 152° ± 3,59°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento**Diedros Rectos**

COMPRESIÓN

○ Máxima Frecuencia: 8 Balas
 △ Máxima Frecuencia: 1 Balas



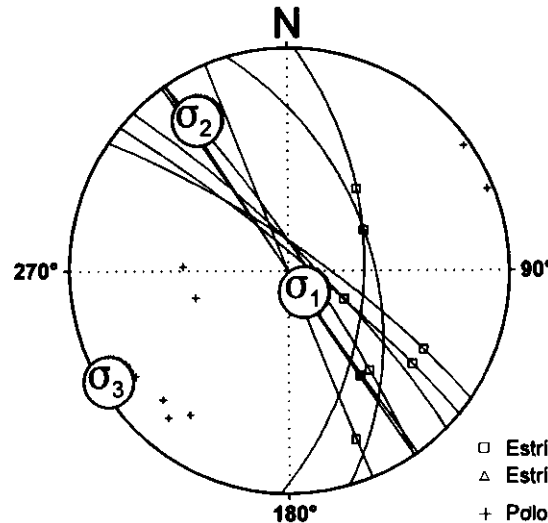
Estación: DEGOLL3
 Coordenadas U.T.M.

X: 515350

Y: 4451500

Z: 1020

Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992) σ_1 76/139° σ_2 13/329° σ_3 02/239°

R = 0.74

 $\mu = 0.5$

F.E. = 7 (30)

□ Estría normal

△ Estría inversa

+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento SAYATONN

Gráfico

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

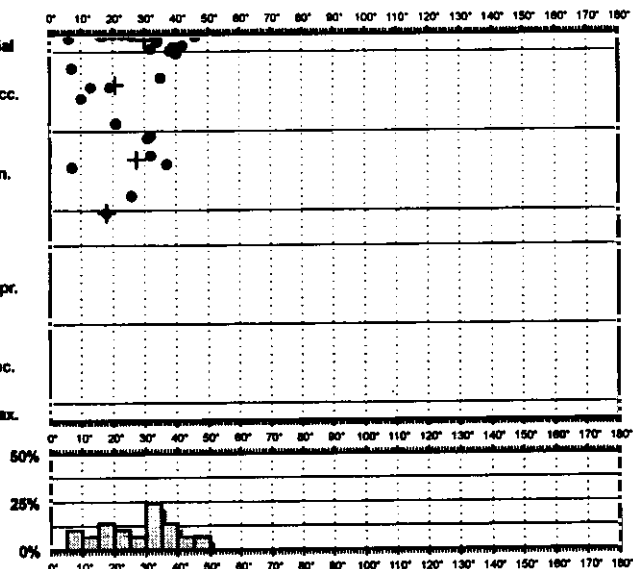
□ Desgarre

■ Direccional Compr.

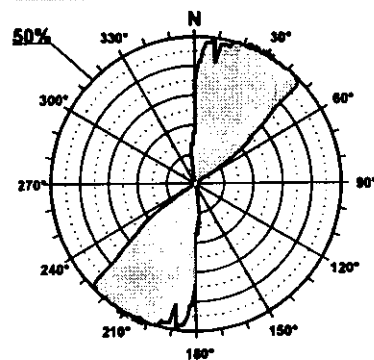
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

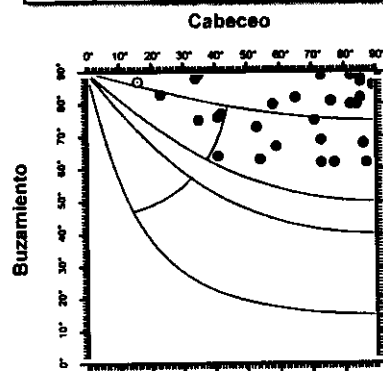


Rosa de Direcciones



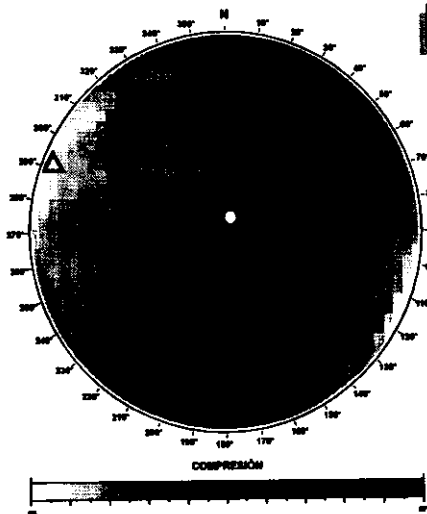
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 27° ± 5,87°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K: 3,5888 Buzamiento: 78° ± 09°
Phi: 63,39° Cabeceo: 64° ± 22°

Diedros Rectos



○ Máxima Frecuencia: 28 fallas

△ Mínima Frecuencia: 8 fallas



Estación: SAYATONN

Coordenadas U.T.M.

X: 515300

Y: 4468350

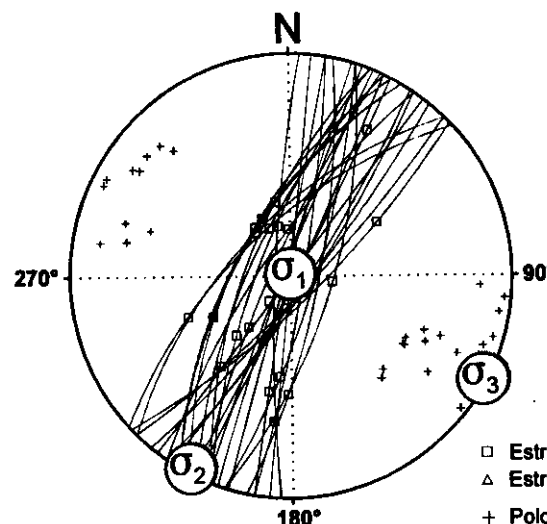
Z: 760

Edad de los materiales:

Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos

(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 88/026°

σ_2 01/208°

σ_3 00/118°

R = 0.33

$\mu = 1.0$

F.E. = 24 (57)

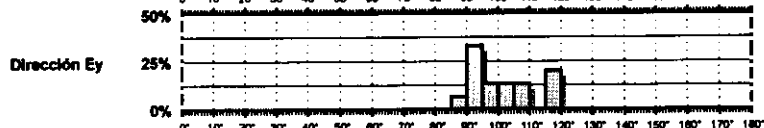
□ Estría normal

△ Estría inversa

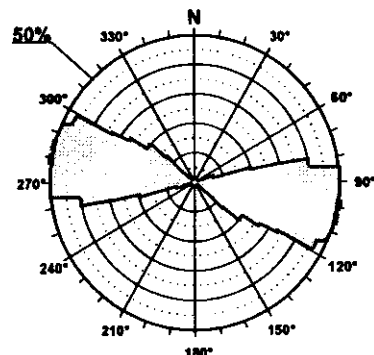
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento · SAYATONA ·

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

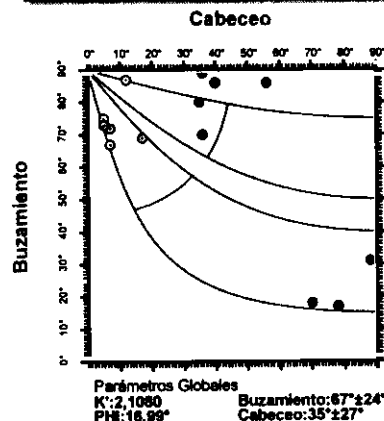


Rosa de Direcciones

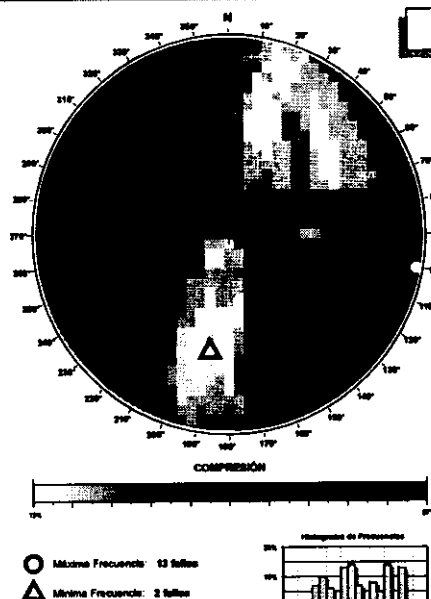


Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 102° ± 5,04°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

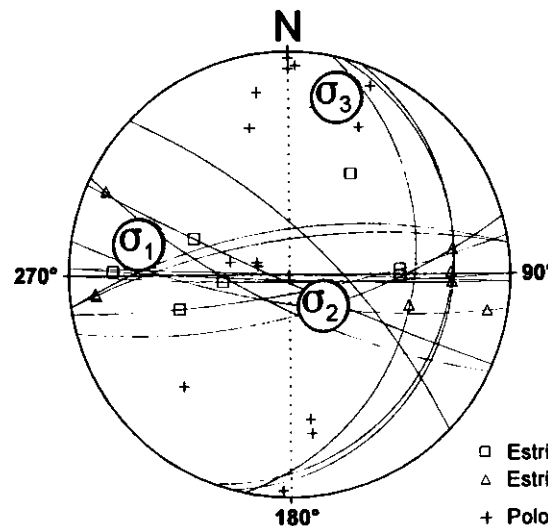


Diedros Rectos



Estación: SAYATONA
 Coordenadas U.T.M.
 X: 515300
 Y: 4468350
 Z: 760
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

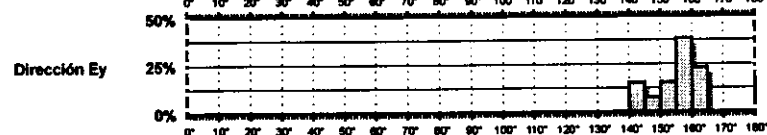
Inversión de Esfuerzos
 (Reches *et al.*, 1992)



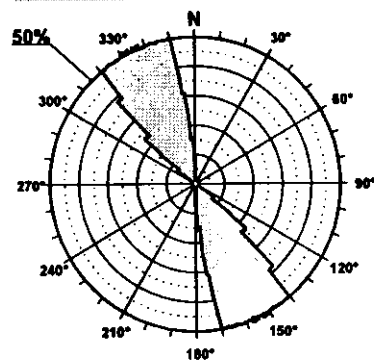
F.E. = 12 (57)

Modelo de Deslizamiento · SAYATONG ·

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

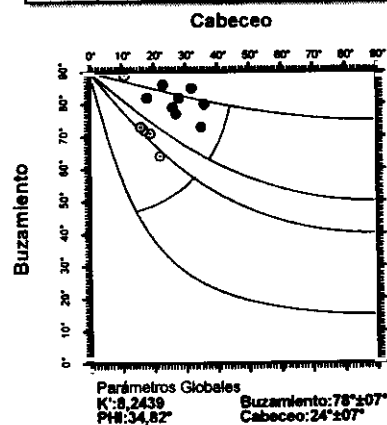


Rosa de Direcciones

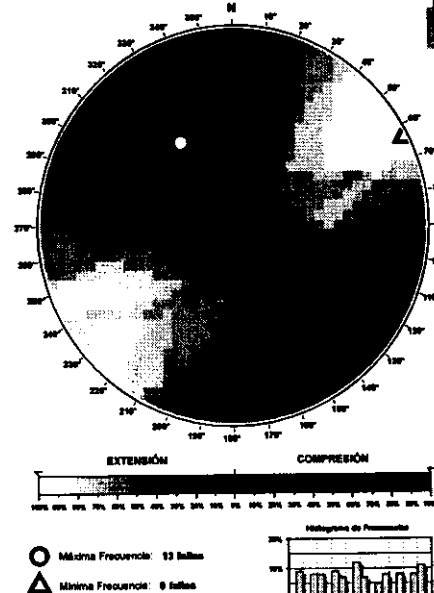


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 154° ± 3,88°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

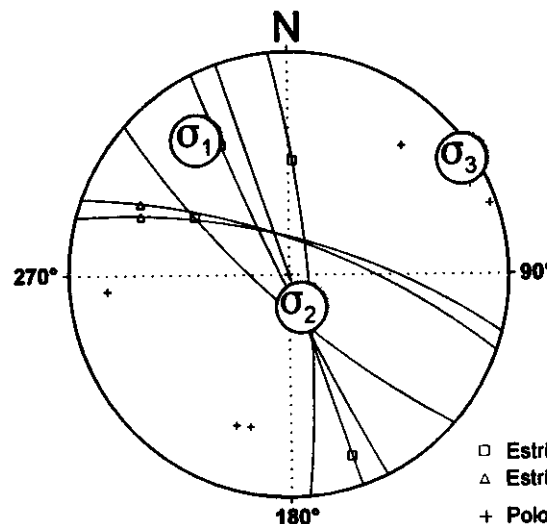


Diedros Rectos



Estación: SAYATONG
Coordenadas U.T.M.
X: 515300
Y: 4468350
Z: 760
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 17/326°
 σ_2 72/156°
 σ_3 02/057°

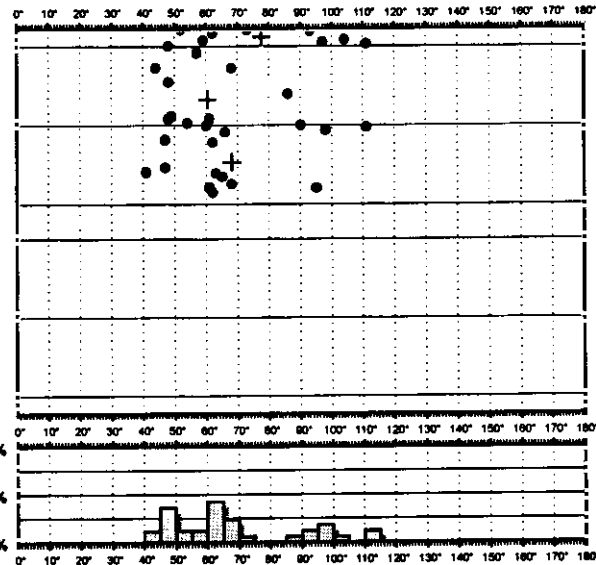
$R = 0.74$
 $\mu = 0.8$

F.E. = 12 (57)

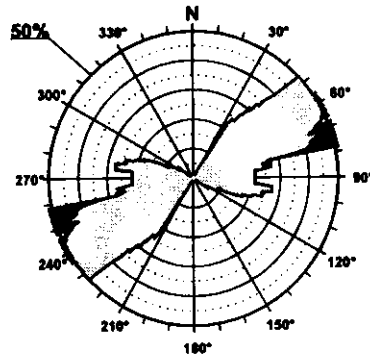
Modelo de Deslizamiento ZANCARA1

Cratón

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

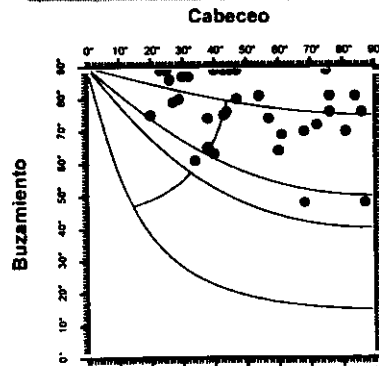


Rosa de Direcciones



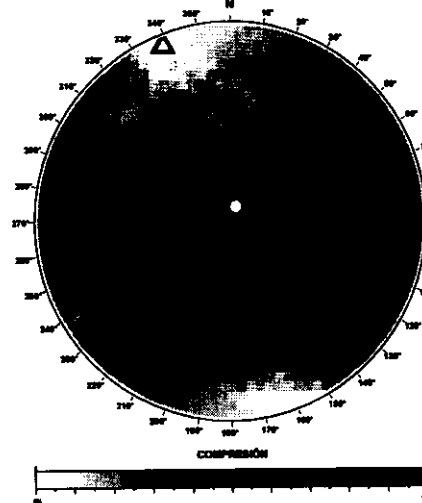
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEVM: 67° ± 12,40°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

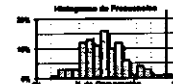


Parámetros Globales
K': 1,1672 Buzamiento: 76° ± 11°
PHI: 54,42° Cabeceo: 51° ± 20°

Diedros Rectos

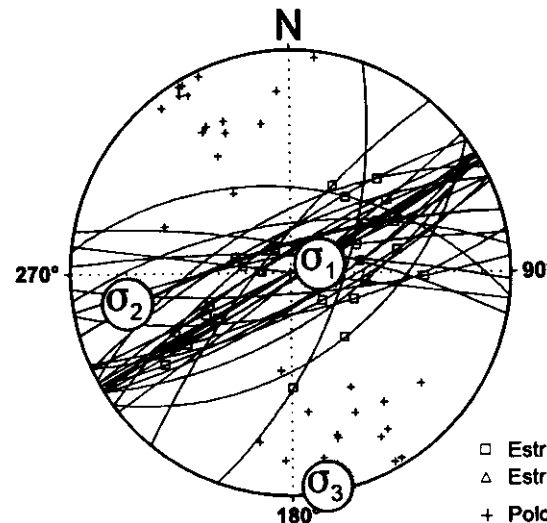


○ Máxima Frecuencia: 33 fallas
△ Mínima Frecuencia: 3 fallas



Estación: ZANCARA1
Coordenadas U.T.M.
X: 536850
Y: 4377200
Z: 750
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992)



- Estría normal
- △ Estría inversa
- + Polo Falla

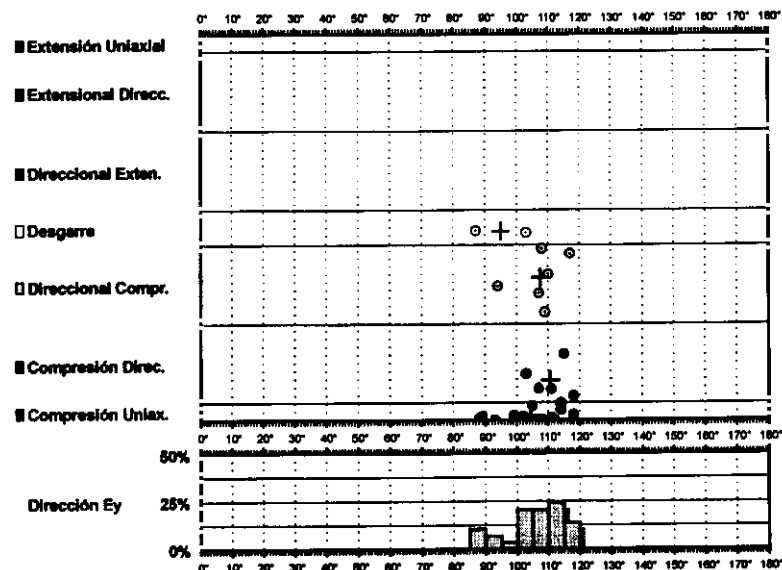
σ_1 73/074°
 σ_2 16/260°
 σ_3 01/170°

R = 0.02
 $\mu = 0.1$

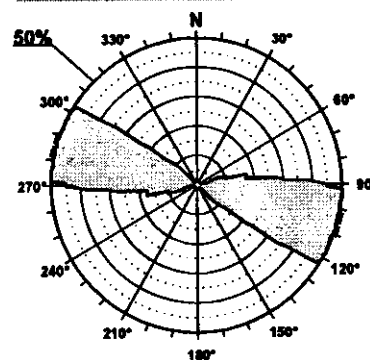
F.E. = 23 (77)

Modelo de Deslizamiento -ZANCARA2-

06/10/97

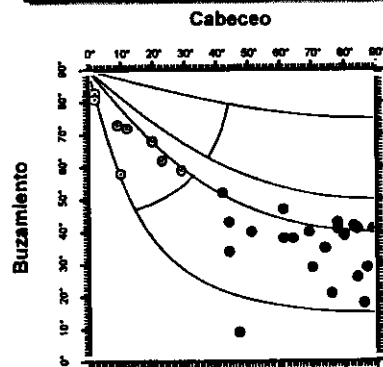


Rosa de Direcciones



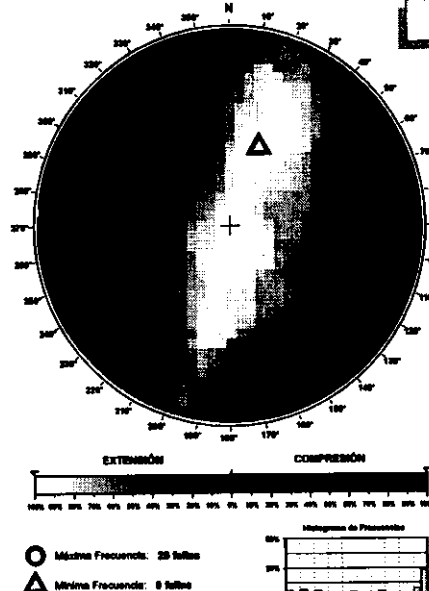
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 106° ± 5,13°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



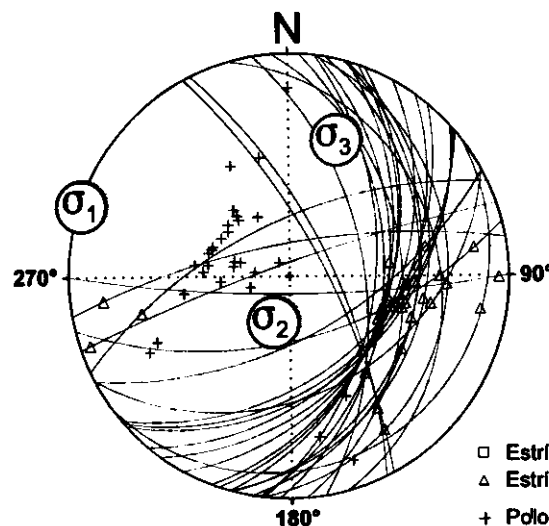
Parámetros Globales
K: -14,4581 Buzamiento: 45° ± 18°
PHI: -12,05° Cabeceo: 54° ± 29°

Diedros Rectos



Estación: ZANCARA2
Coordenadas U.T.M.
X: 536850
Y: 4377200
Z: 750
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



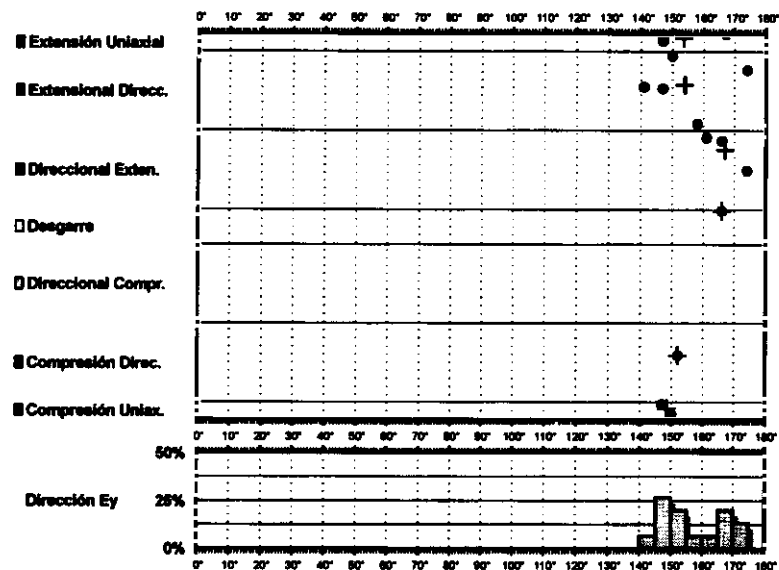
σ_1 00/289°
 σ_2 66/199°
 σ_3 23/020°

$R = 0.04$
 $\mu = 0.3$

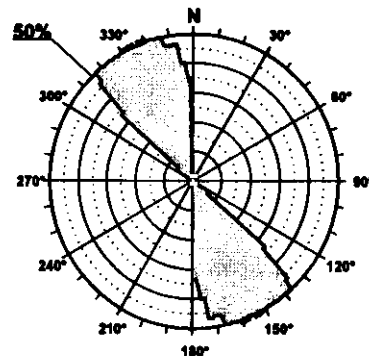
F.E. = 24 (77)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ZANCARA3

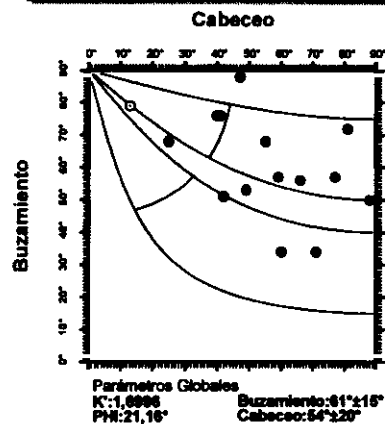


Rosa de Direcciones

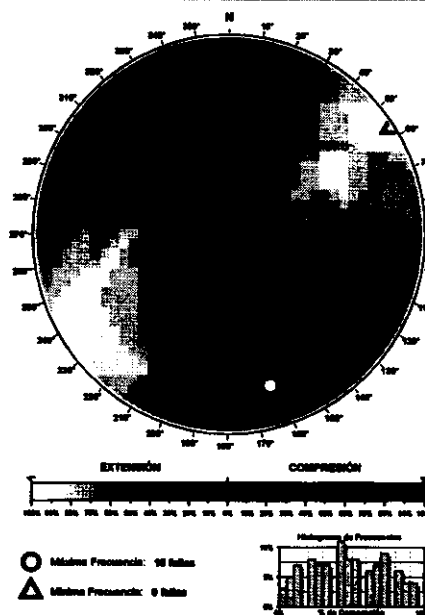


Valor Máximo de Escala: 80%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 188° ± 4,62°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

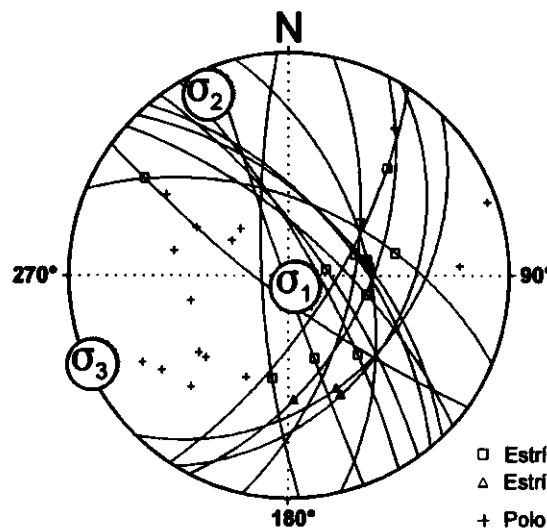


Diedros Rectos



Estación: ZÁNCARA3
 Coordenadas U.T.M.
 X: 536850
 Y: 4377200
 Z: 750
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



σ₁ 83/140°
 σ₂ 01/104°
 σ₃ 01/246°

R = 0.63
 μ = 0.4

F.E. = 12 (77)

Modelo de Deslizamiento ·OLALLA1·

CITIO[®]

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

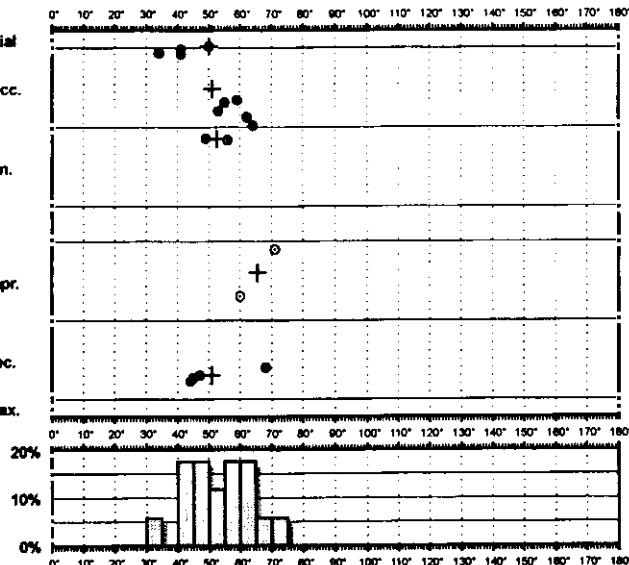
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

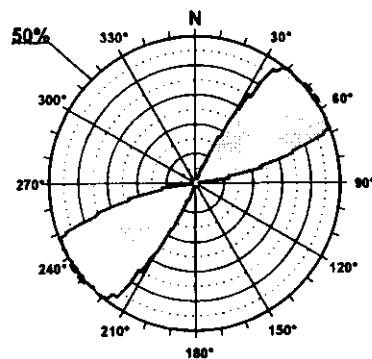
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey



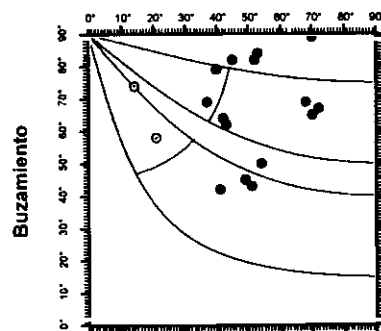
Rosa de Direcciones



Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 63° ± 5,43°

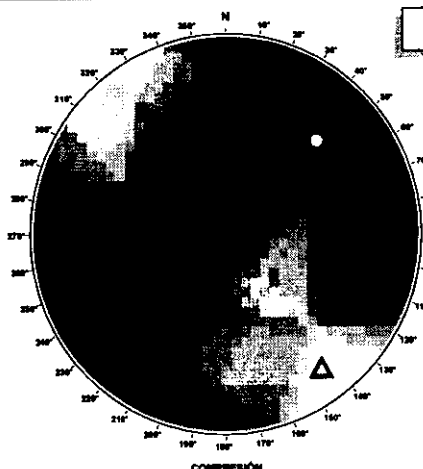
Diagrama Cabeceo/Buzamiento

Cabeceo

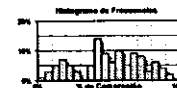


Parámetros Globales
K': -0,9185 Buzamiento: 66° ± 14°
PHI: 28,15° Cabeceo: 48° ± 16°

Diedros Rectos



○ Máxima Frecuencia: 10 fallas
△ Mínima Frecuencia: 8 fallas



Estación: OLALLA1
Coordenadas U.T.M.

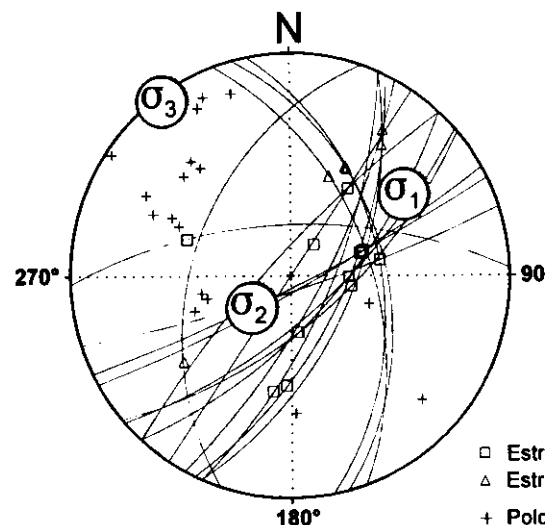
X: 568500

Y: 4427475

Z: 910

Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 24/055°

σ_2 65/231°

σ_3 01/324°

R = 0.24

$\mu = 0.4$

F.E. = 12 (60)

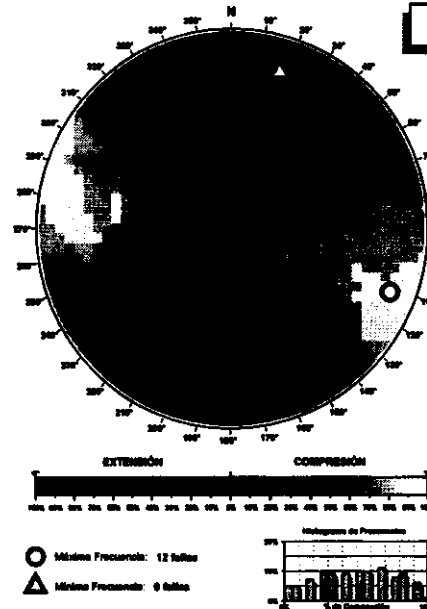
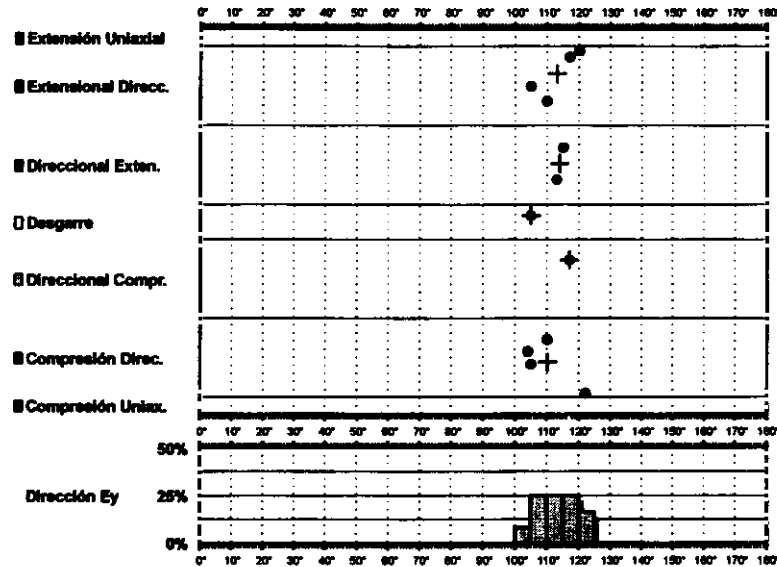
□ Estría normal

△ Estría inversa

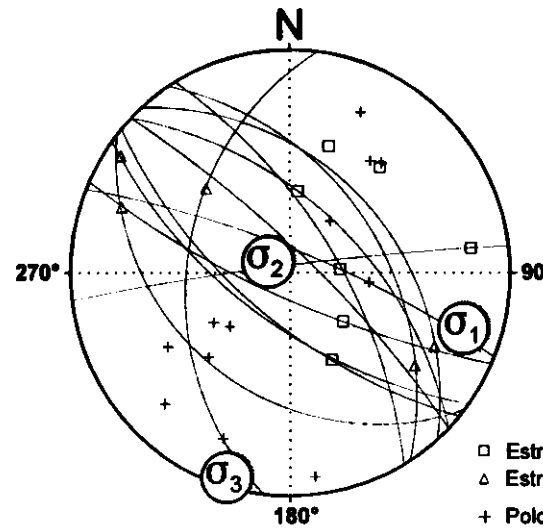
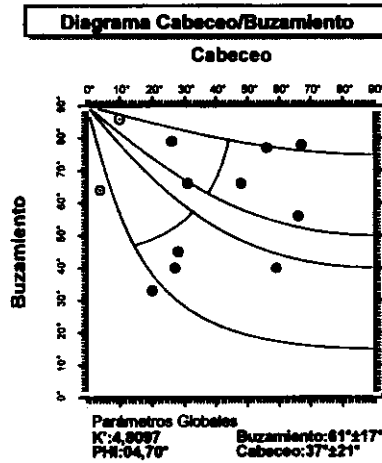
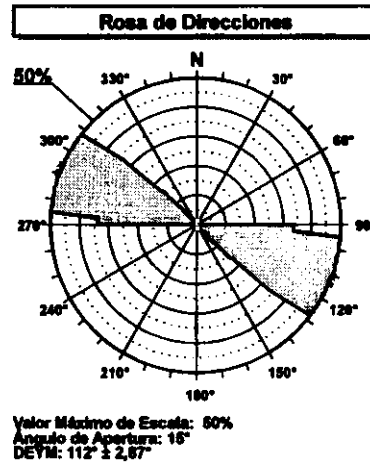
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·OLALLA2·

Diedros Rectos



Estación: OLALLA2
Coordenadas U.T.M.
X: 568500
Y: 4427475
Z: 910
Edad de los materiales:
Cretácico Superior



Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)

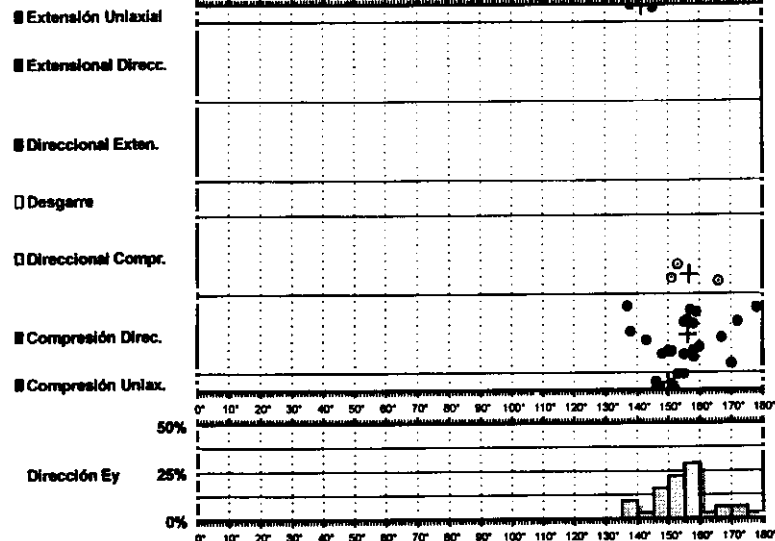
$$\begin{aligned}\sigma_1 & 10/107^\circ \\ \sigma_2 & 78/302^\circ \\ \sigma_3 & 02/197^\circ\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}R &= 0.37 \\ \mu &= 0.5\end{aligned}$$

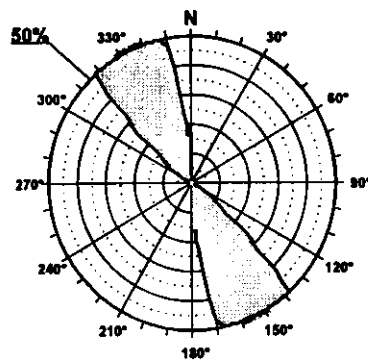
$$F.E. = 10 (60)$$

Modelo de Deslizamiento OLALLA3

Geotecnia

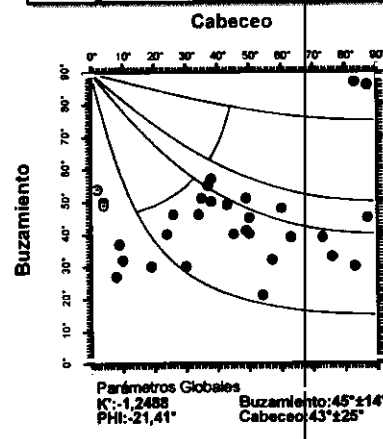


Rosa de Direcciones



Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 154° ± 6,24°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos



Estación: OLALLA3
 Coordenadas U.T.M.

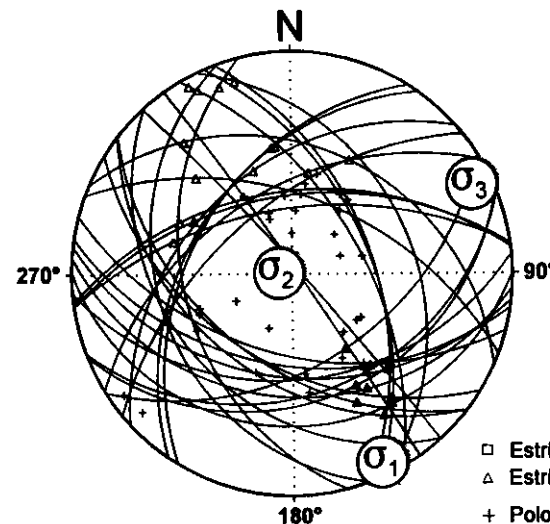
X: 568500

Y: 4427475

Z: 910

Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 03/154°

σ_2 84/282°

σ_3 04/064°

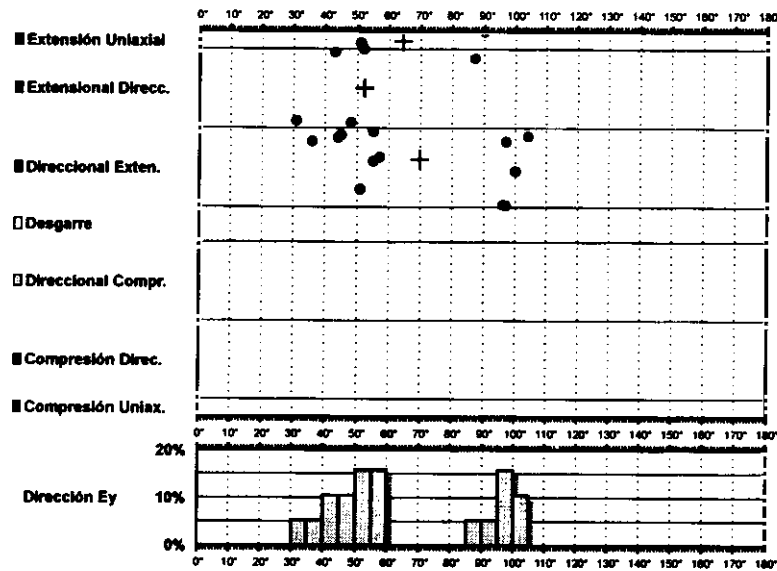
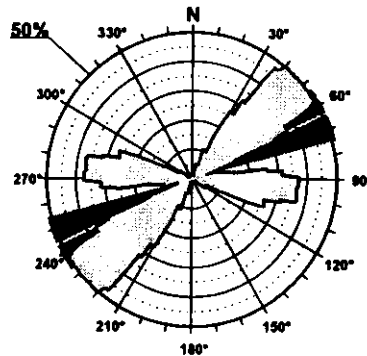
R = 0.10

$\mu = 0.5$

F.E. = 26 (60)

Modelo de Deslizamiento · PAREDES1 ·

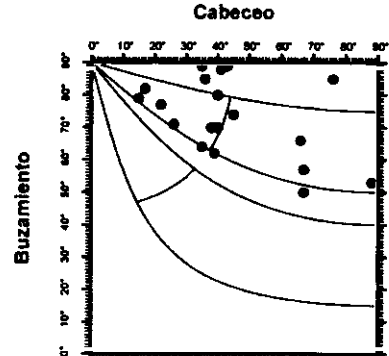
Cratos

**Rosa de Direcciones**

Valor Máximo de Escala: 50%

Ángulo de Apertura: 16°

DEYM: 64° ± 10,69°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

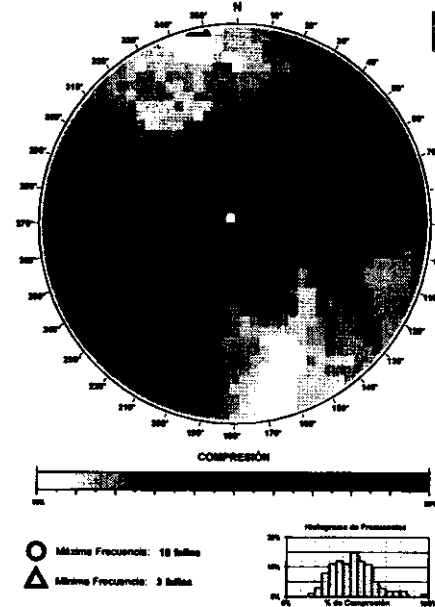
Parámetros Globales

K: 1,1811

PHI: 42,48°

Buzamiento: 73° ± 12°

Cabeceo: 44° ± 19°

Diedros Rectos

Estación: PAREDES1

Coordenadas U.T.M.

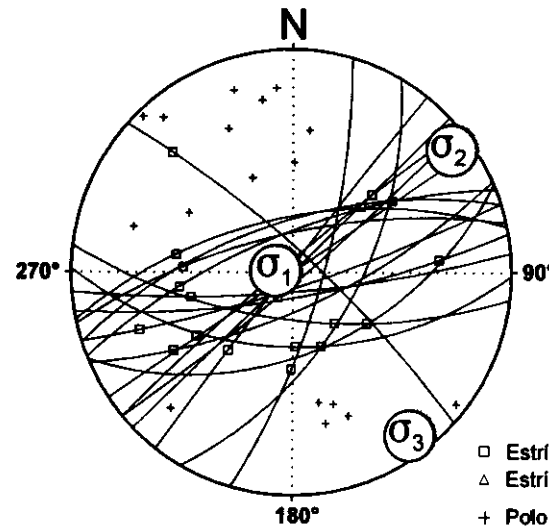
X: 514150

Y: 4436300

Z: 860

Edad de los materiales:

Jurásico

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)

σ₁ 82/282°

σ₂ 04/053°

σ₃ 05/143°

R = 0.58

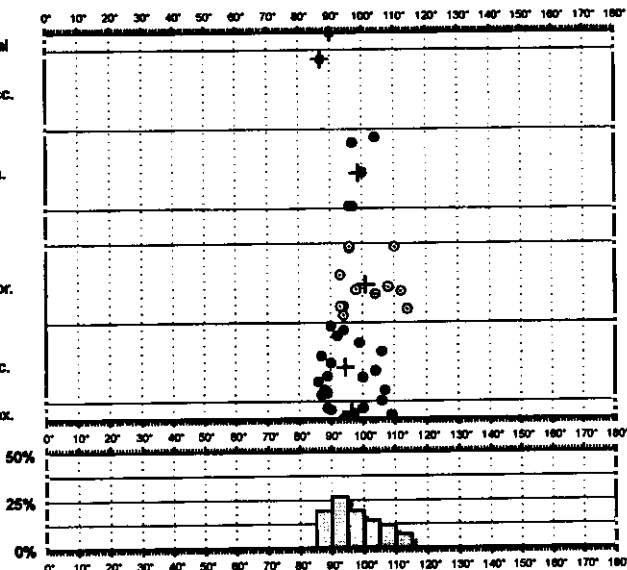
μ = 0.4

F.E. = 11 (77)

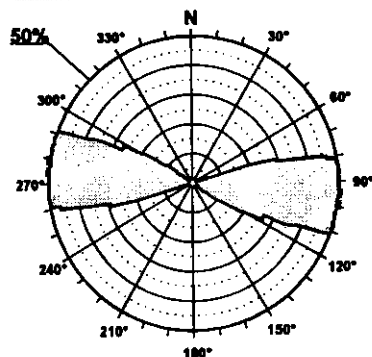
Modelo de Deslizamiento · PAREDES2·

Geotecnia

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarro
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

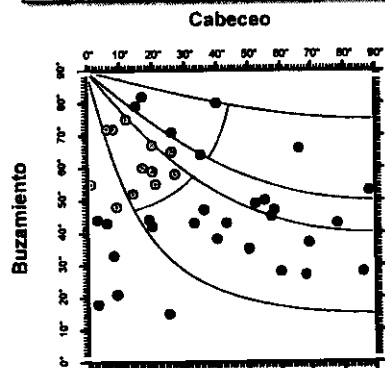


Rosa de Direcciones



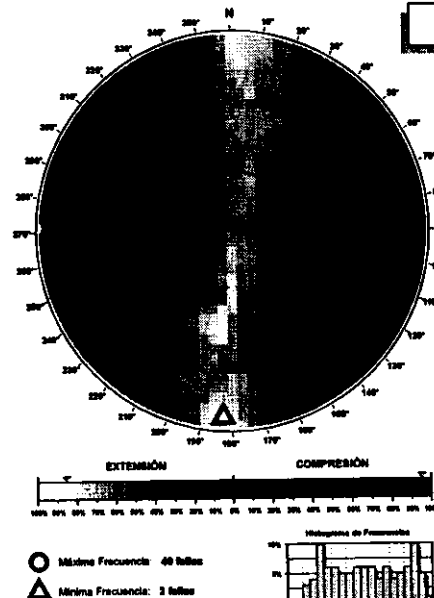
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEM: 97° ± 4,31°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



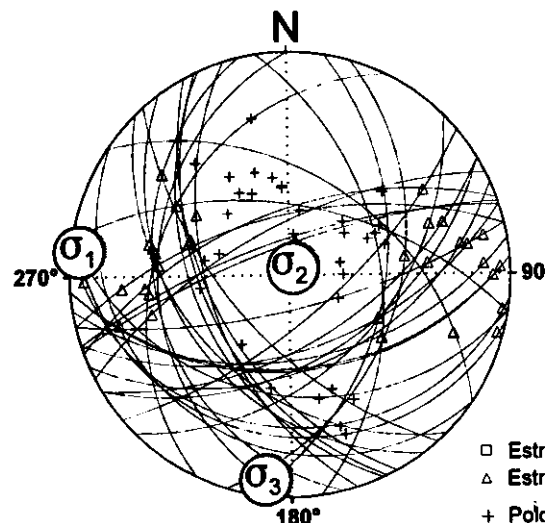
Parámetros Globales
 K': -0,3598 Buzamiento: 80° ± 17°
 PHI: -24,03° Cabeceo: 33° ± 24°

Diedros Rectos



Estación: PAREDES2
 Coordenadas U.T.M.
 X: 514150
 Y: 4436300
 Z: 860
 Edad de los materiales:
 Jurásico

Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992)



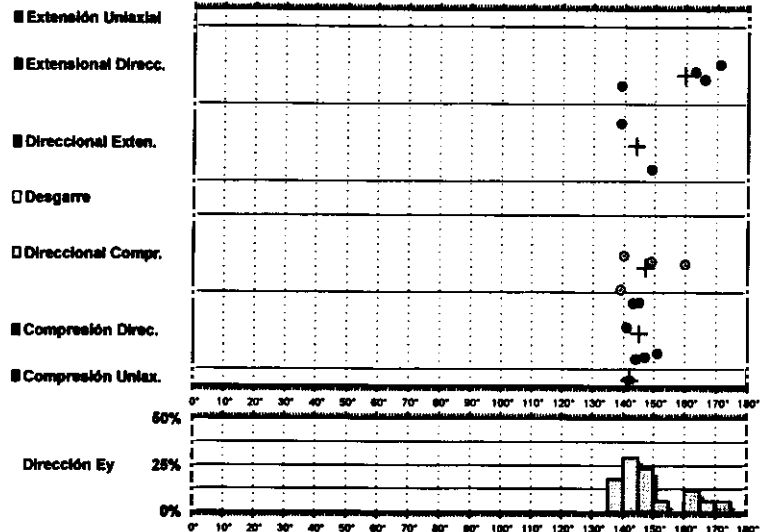
σ_1 02/277°
 σ_2 85/036°
 σ_3 04/187°

R = 0.03
 $\mu = 0.8$

F.E. = 31 (77)

- Estría normal
- △ Estría inversa
- + Polo Falla

Modelo de Deslizamiento · PAREDES3·



Rosa de Direcciones

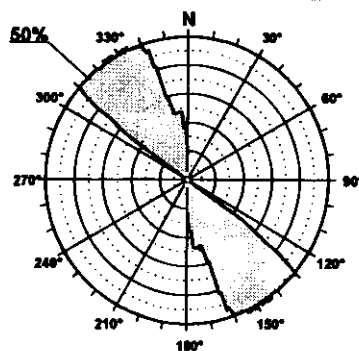
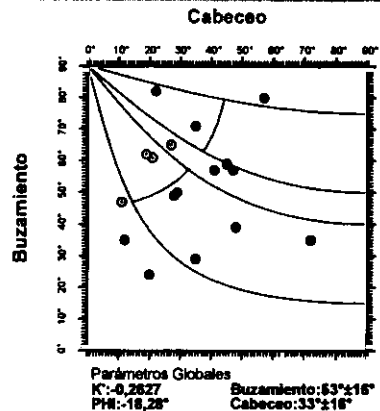
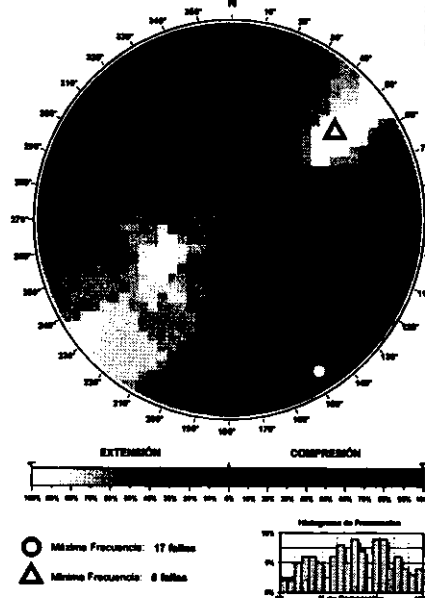


Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos



Estación: PAREDES3

Coordenadas U.T.M.

X: 514150

Y: 4436300

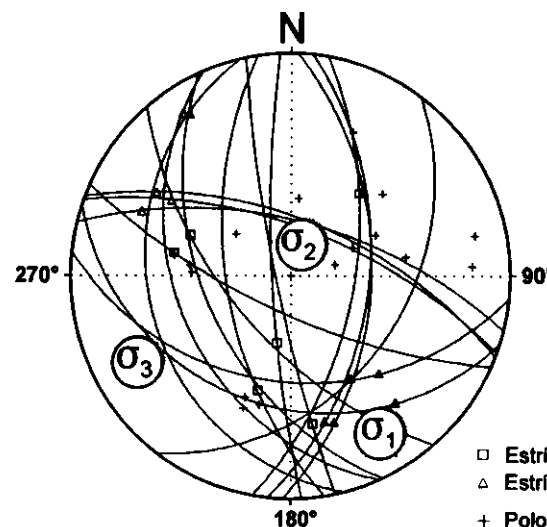
Z: 860

Edad de los materiales:

Jurásico

Inversión de Esfuerzos

(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 11/149°

σ_2 72/021°

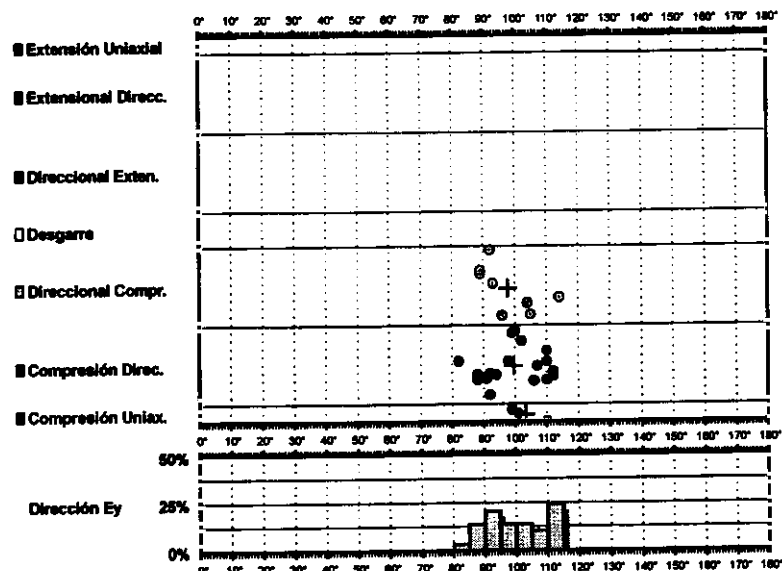
σ_3 13/241°

R = 0.70

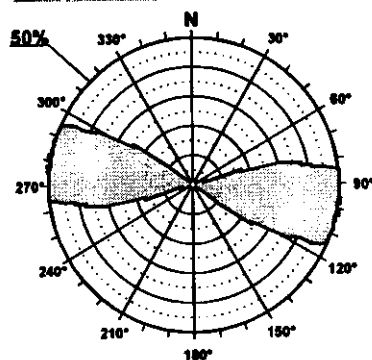
$\mu = 0.7$

F.E. = 15 (77)

Modelo de Deslizamiento · MOTAA ·

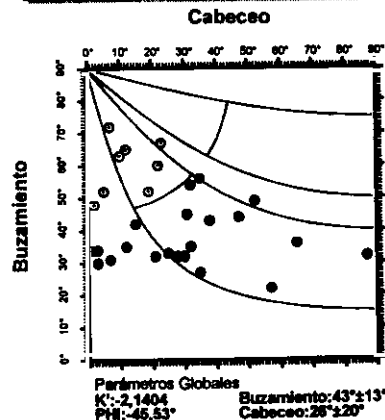


Rosa de Direcciones

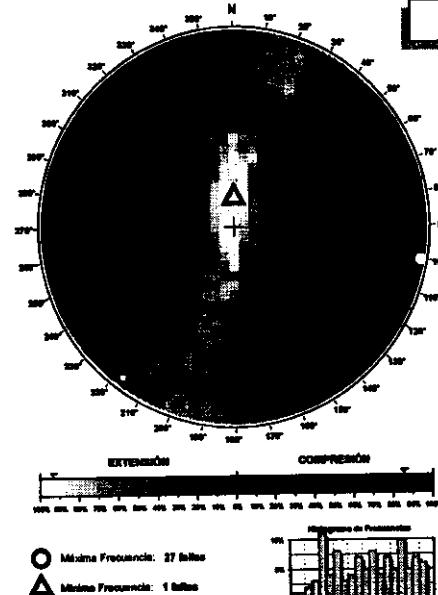


Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEVI: 99° ± 4,48°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

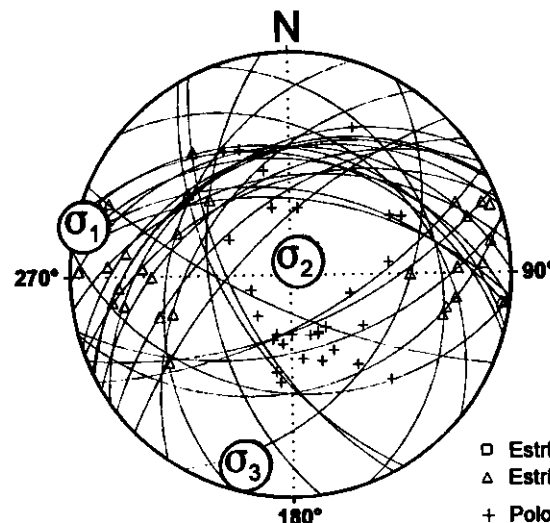


Diedros Rectos



Estación: MOTAA
 Coordenadas U.T.M.
 X: 513500
 Y: 4372350
 Z: 765
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)

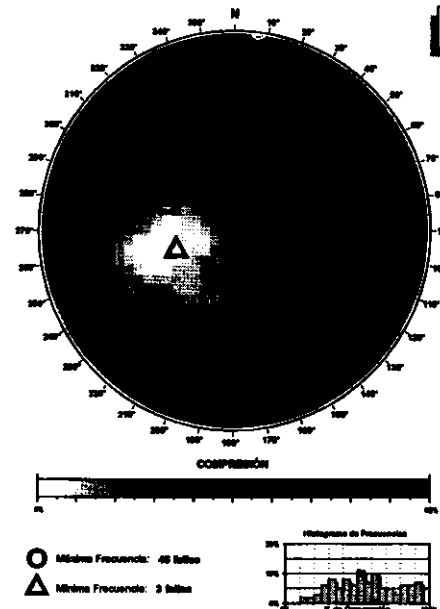
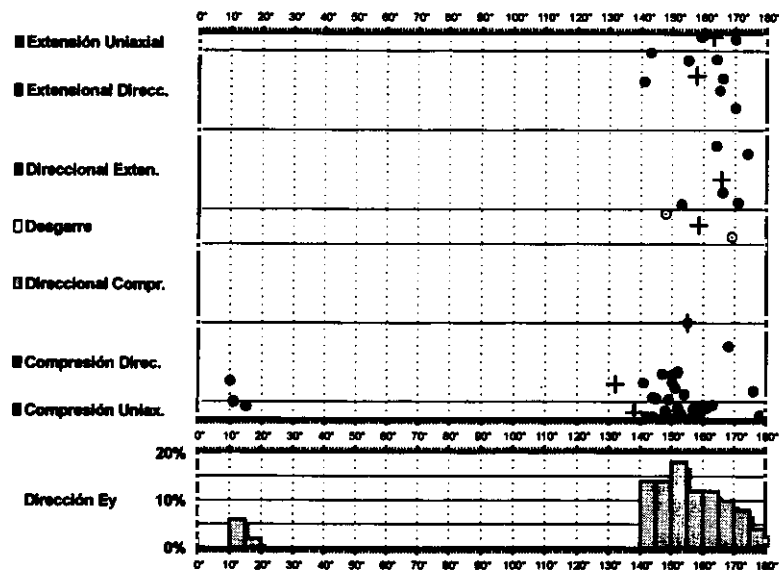


σ_1 02/284°
 σ_2 81/033°
 σ_3 07/194°

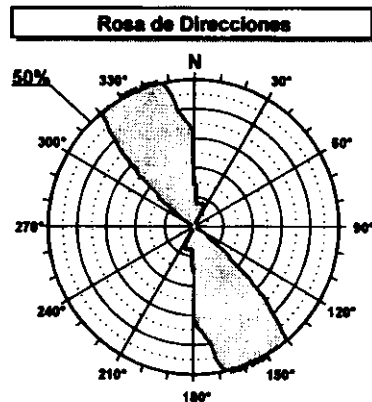
$R = 0.1$
 $\mu = 0.7$

F.E. = 25 (93)

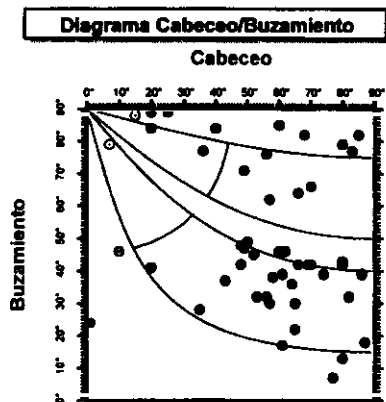
Modelo de Deslizamiento · MOTAG ·



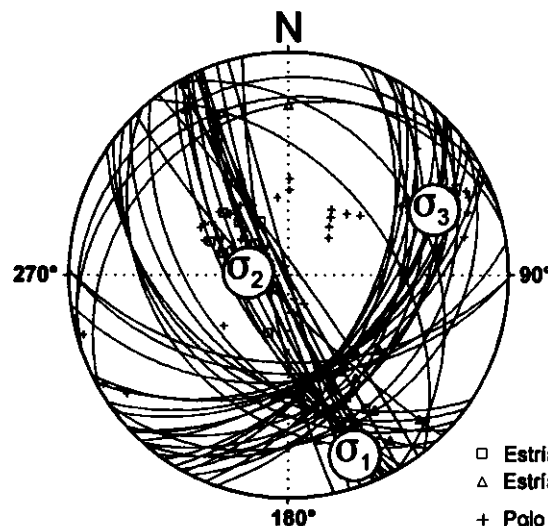
Estación: MOTAG
Coordenadas U.T.M.
X: 513500
Y: 4372350
Z: 765
Edad de los materiales:
Cretácico Superior



Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 168° ± 8,32°



Parámetros Globales
K': -2,3214 Buzamiento: 50° ± 23°
PH: -00,66° Cabeceo: 56° ± 22°



Modelo de Deslizamiento ·MOTAGN·

G1206

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

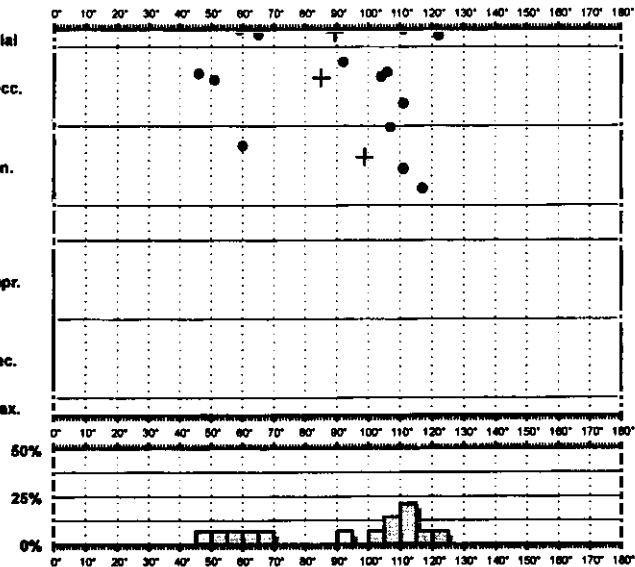
□ Desgarro

□ Direccional Compr.

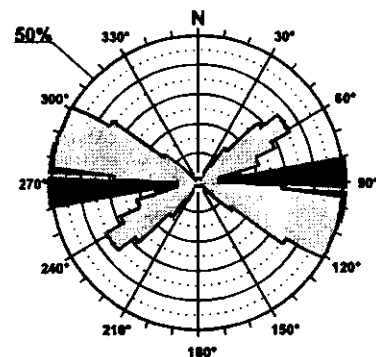
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

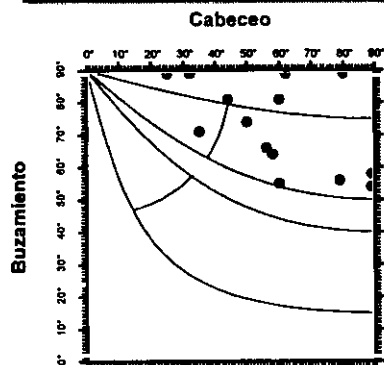


Rosa de Direcciones



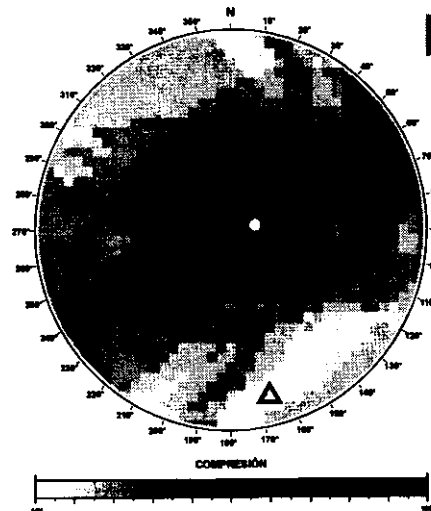
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 93° ± 12,61°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

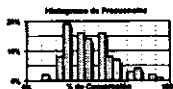


Parámetros Globales
K: 0,9264 Buzamiento: 73° ± 13°
PH: 50,35° Cabeceo: 59° ± 20°

Diedros Rectos

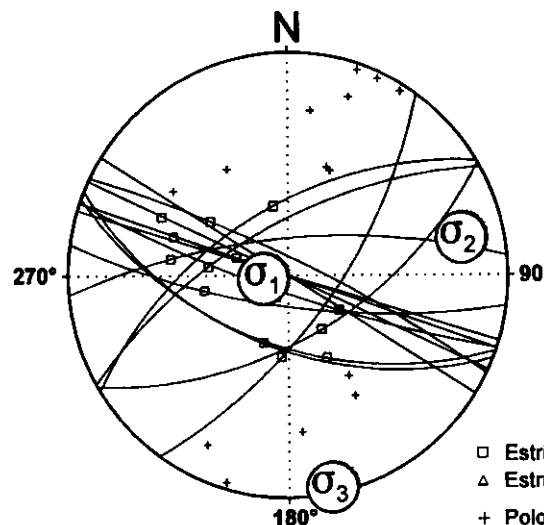


○ Máxima Frecuencia: 14 fallas
△ Mínima Frecuencia: 3 fallas



Estación: MOTAGN
Coordenadas U.T.M.
X: 513500
Y: 4372350
Z: 765
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

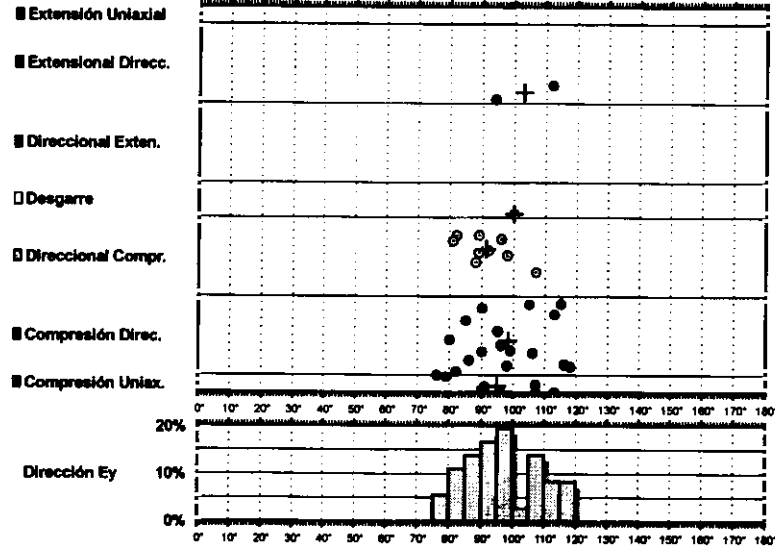
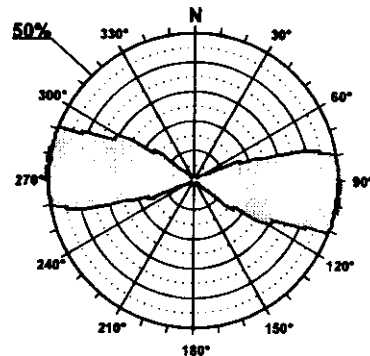
σ_1 78/264°
 σ_2 11/078°
 σ_3 01/168°

R = 0.23
 $\mu = 0.8$

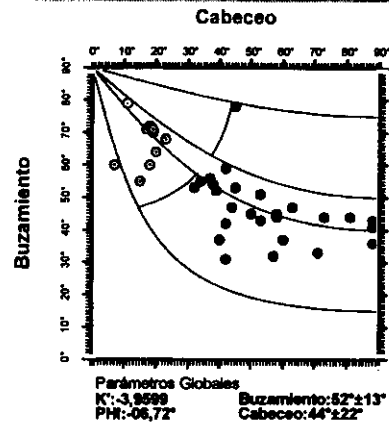
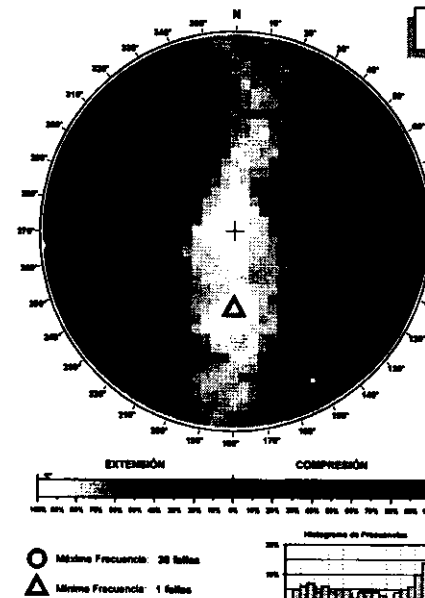
F.E. = 11 (93)

Modelo de Deslizamiento PINGURU1

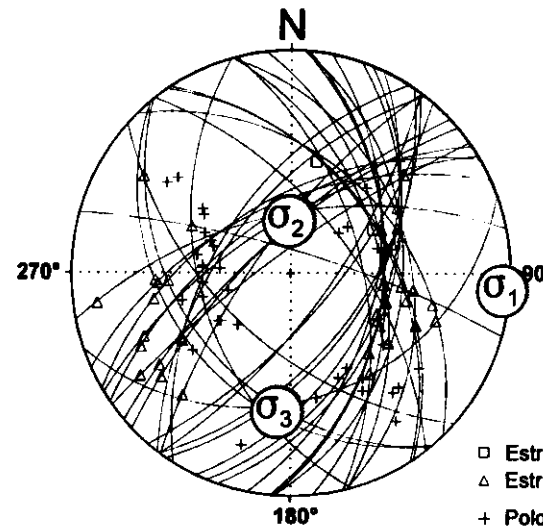
Cratos

**Rosa de Direcciones**

Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 96° ± 6,50°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento**Diedros Rectos**

Estación: PINGURU1
 Coordenadas U.T.M.
 X: 516450
 Y: 4420700
 Z: 960
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)

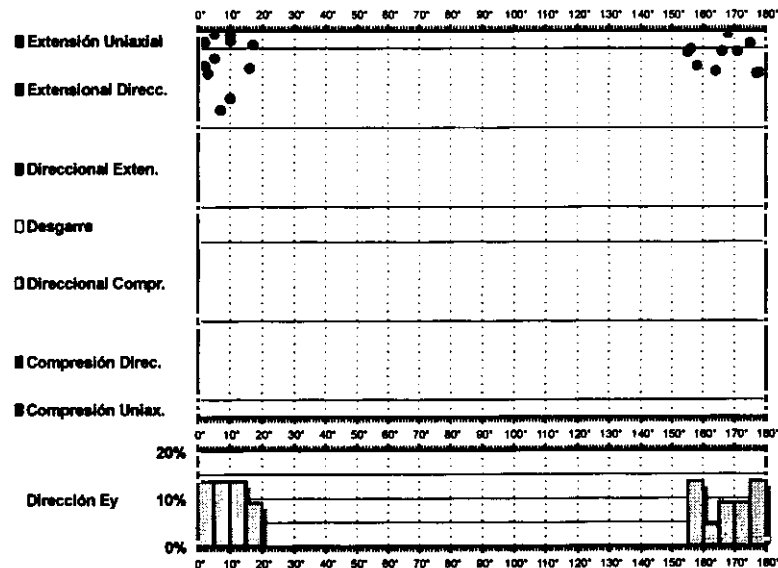
$$\begin{aligned}
 \sigma_1 & 01/094^\circ \\
 \sigma_2 & 63/000^\circ \\
 \sigma_3 & 26/185^\circ
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 R &= 0.09 \\
 \mu &= 0.3
 \end{aligned}$$

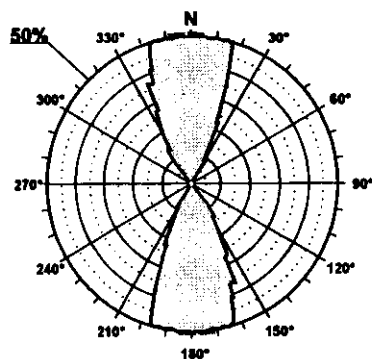
$$F.E. = 30 (66)$$

Modelo de Deslizamiento - PINGURU2

G2103

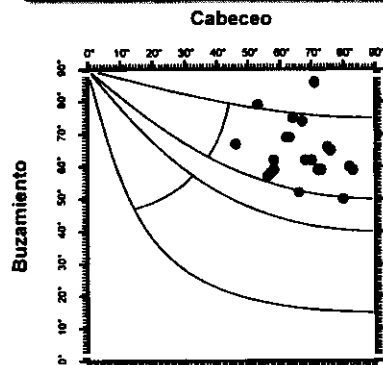


Rosa de Direcciones



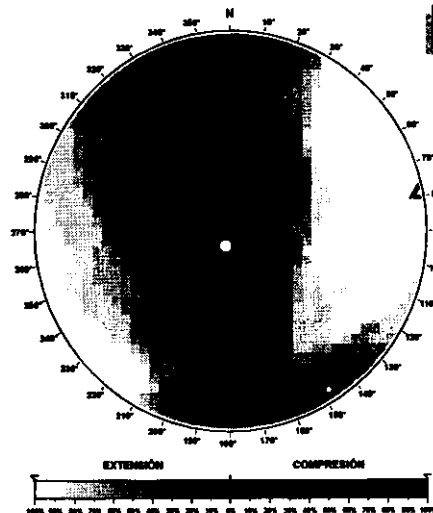
Valor Máximo de Escala: 50%
Angulo de Apertura: 15°
DEYM: 178° ± 6,67°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K': 0,1456 Buzamiento: 65° ± 10°
PHE: 36,27° Cabeceo: 67° ± 08°

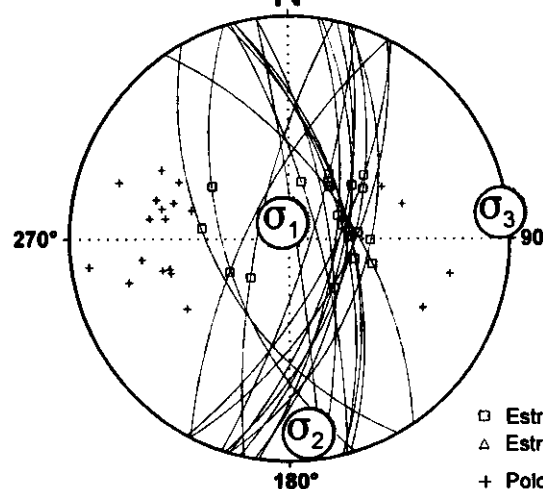
Diedros Rectos



○ Máxima Frecuencia: 22 fallas

△ Mínima Frecuencia: 6 fallas

N



Estación: PINGURU2
Coordenadas U.T.M.
X: 516450
Y: 4420700
Z: 960
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)

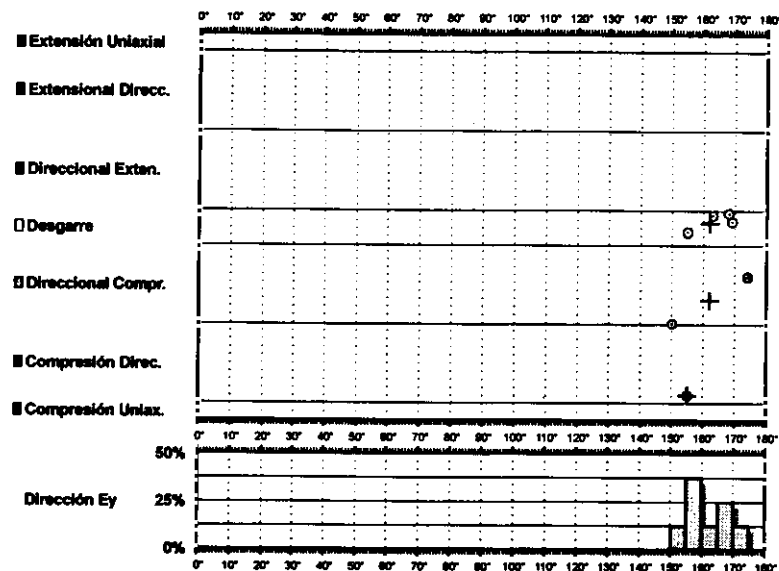
σ_1 81/346°
 σ_2 07/174°
 σ_3 01/083°

$R = 0.42$
 $\mu = 0.6$

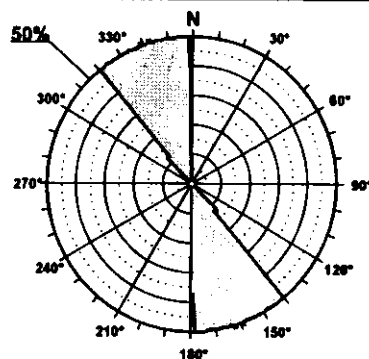
F.E. = 22 (66)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·PINGURU3·

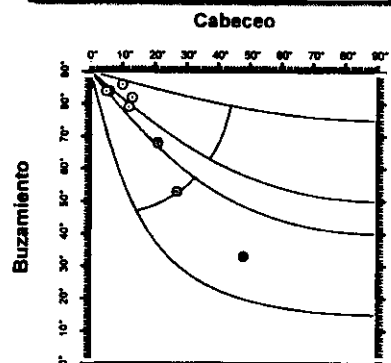


Rosa de Direcciones



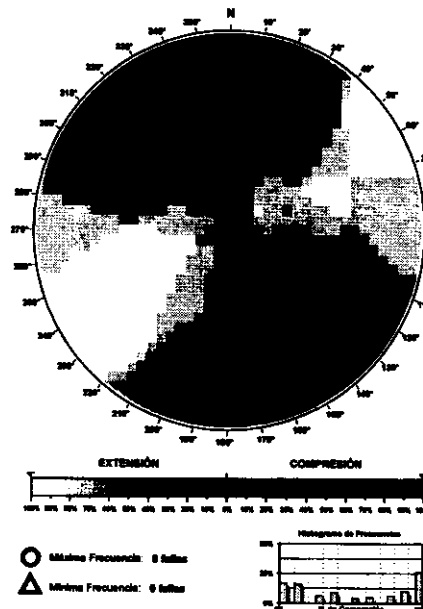
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 161° ± 3,38°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



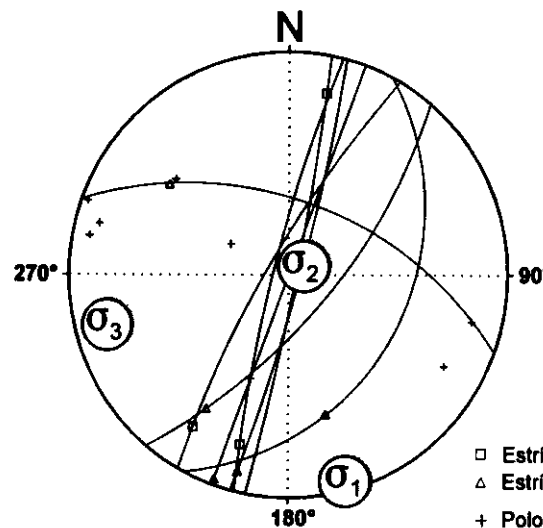
Parámetros Globales
K': -11,6001 Buzamiento: 71° ± 16°
PH: -06,19° Cabeceo: 18° ± 13°

Diedros Rectos



Estación: PINGURU3
Coordenadas U.T.M.
X: 516450
Y: 4420700
Z: 960
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



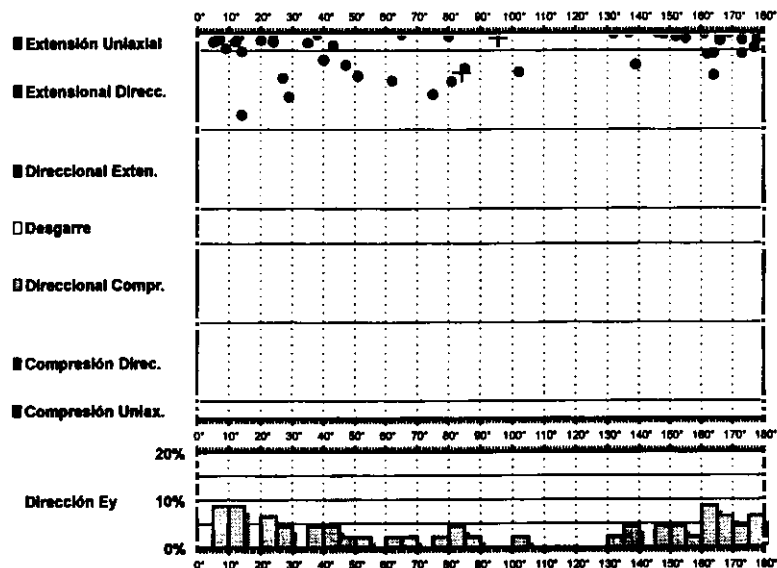
σ_1 02/164°
 σ_2 80/061°
 σ_3 09/255°

$R = 0.17$
 $\mu = 0.3$

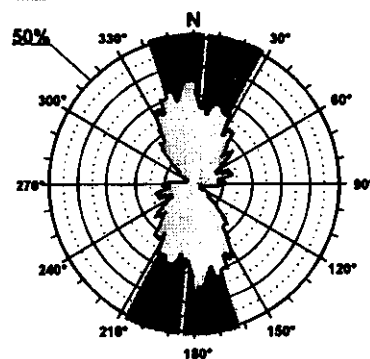
F.E. = 8 (66)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento · BOLART1·

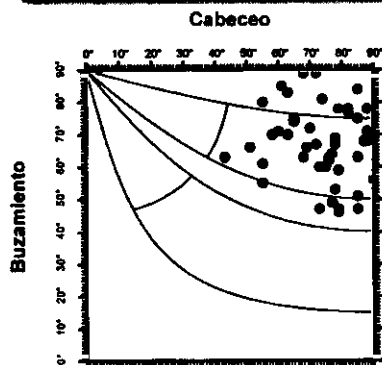


Rosa de Direcciones



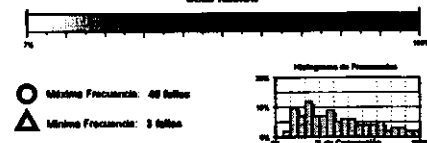
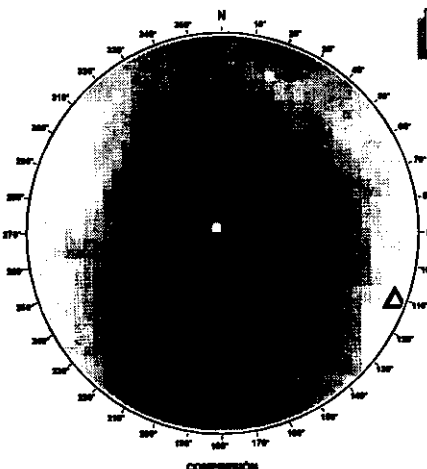
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 6° ± 22,58°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K: 0,1639 Buzamiento: 67° ± 11°
PHE: 42,13° Cabeceo: 73° ± 11°

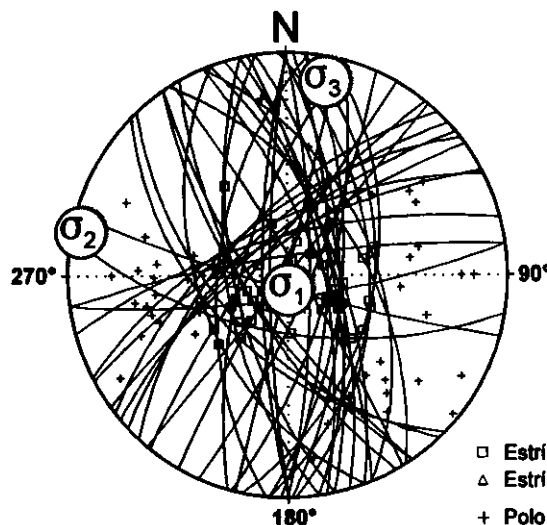
Diedros Rectos



○ Máxima Frecuencia: 48 fallas
△ Mínima Frecuencia: 3 fallas

Estación: BOLART1
Coordenadas U.T.M.
X: 518500
Y: 4480450
Z: 665
Edad de los materiales:
Cuaternario

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



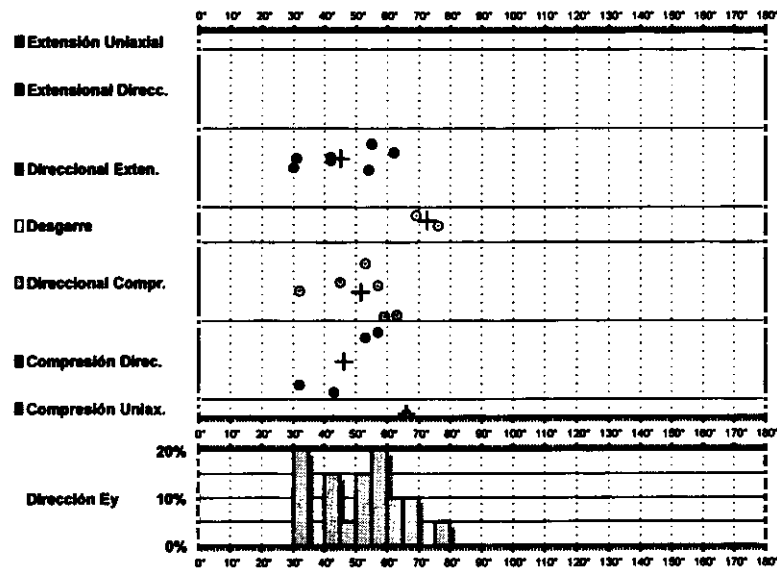
σ_1 83/171°
 σ_2 06/012°
 σ_3 02/282°

$R = 0.06$
 $\mu = 0.8$

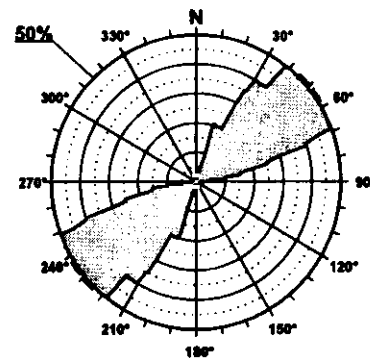
F.E. = 44 (79)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento · BOLART2·

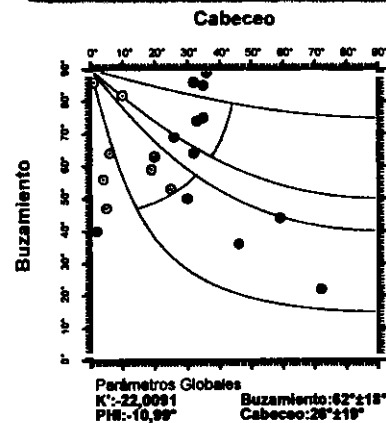


Rosa de Direcciones



Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEYM: 81° ± 7,09°

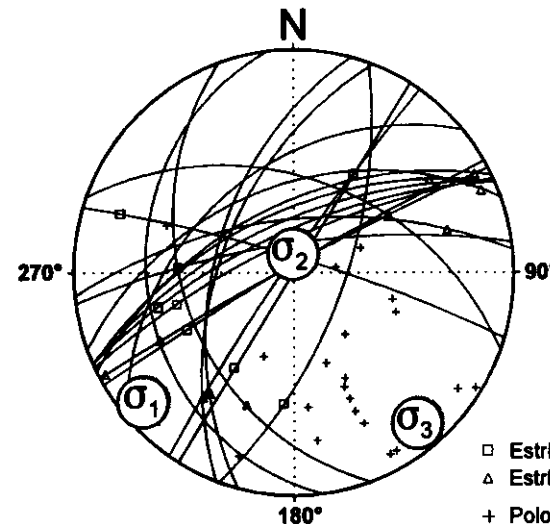
Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos



Estación: BOLART2
 Coordenadas U.T.M.
 X: 518500
 Y: 4480450
 Z: 665
 Edad de los materiales:
 Cuaternario

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)

σ_1 06/230°
 σ_2 80/002°
 σ_3 07/140°

$R = 0.27$
 $\mu = 0.6$

F.E. = 17 (79)

Modelo de Deslizamiento · BOLART3·

CR102

■ Extensión Uniaxial

■ Extensional Direcc.

■ Direccional Exten.

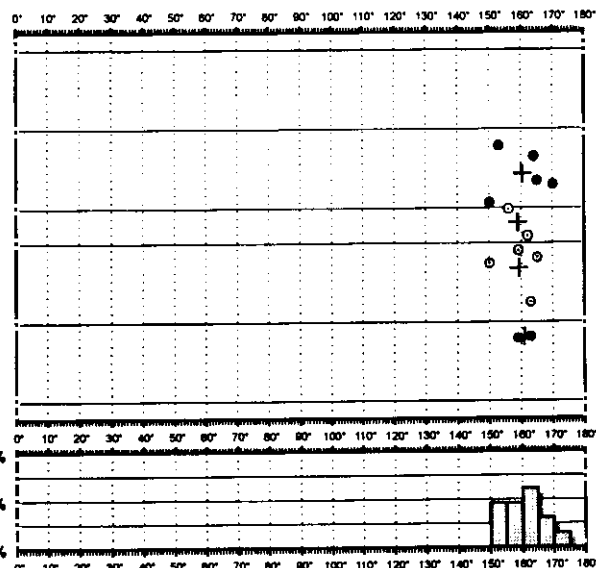
□ Desgarre

□ Direccional Compr.

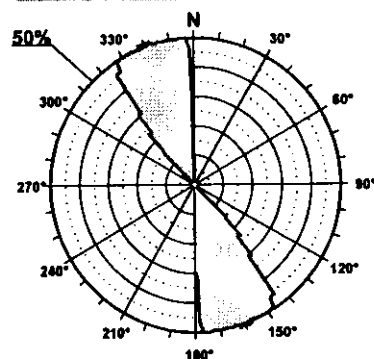
■ Compresión Direc.

■ Compresión Uniax.

Dirección Ey

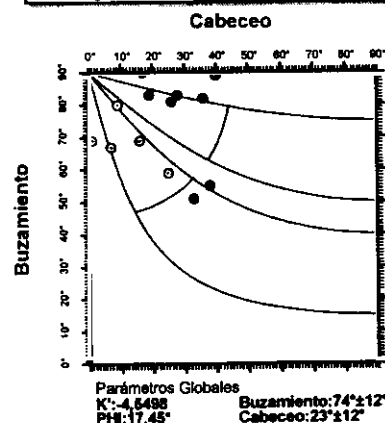


Rosa de Direcciones

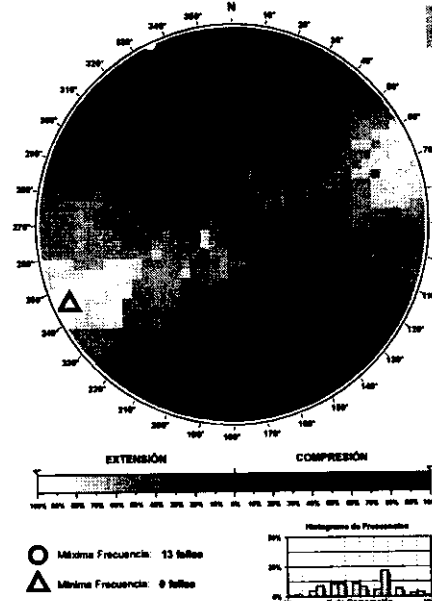


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 160° ± 3,26°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos



Estación: BOLART3
Coordenadas U.T.M.

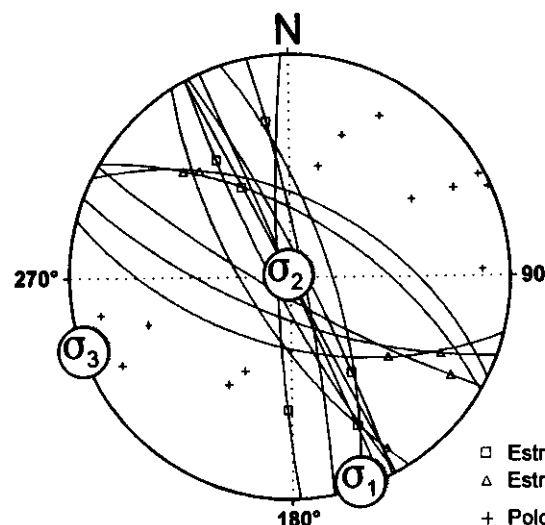
X: 518500

Y: 4480450

Z: 665

Edad de los materiales:
Cuaternario

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 01/161°

σ_2 88/348°

σ_3 00/251°

R = 0.23

$\mu = 0.7$

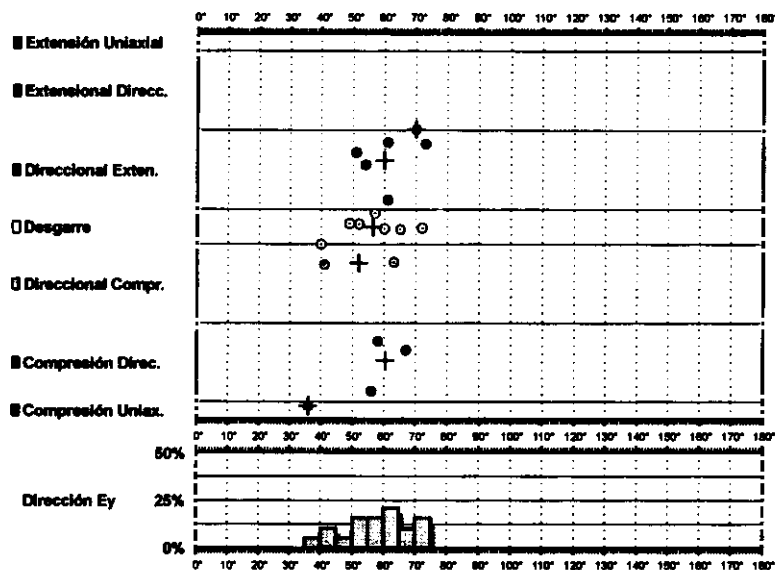
F.E. = 11 (79)

□ Estría normal

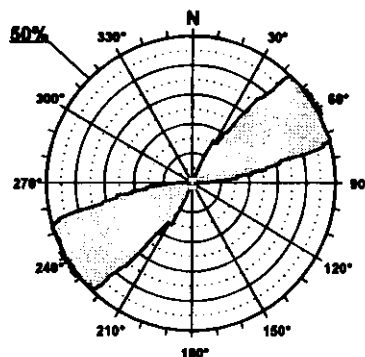
△ Estría inversa

+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento ·ALMAR1·

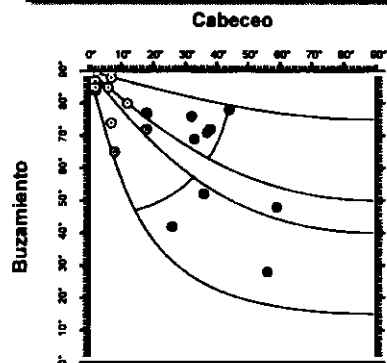


Rosa de Direcciones



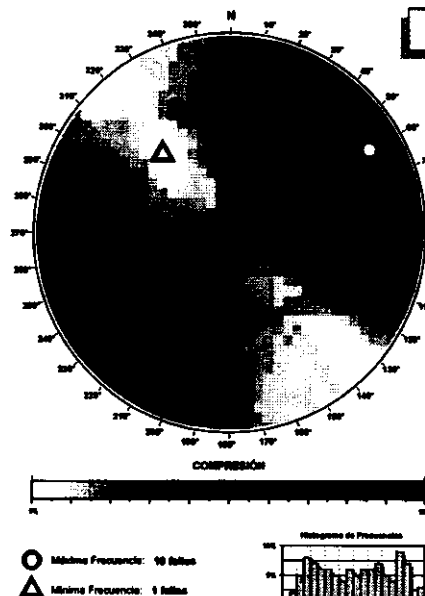
Valor Máximo de Escala: 50%
 Ángulo de Apertura: 15°
 DEM: 67° ± 6.32°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



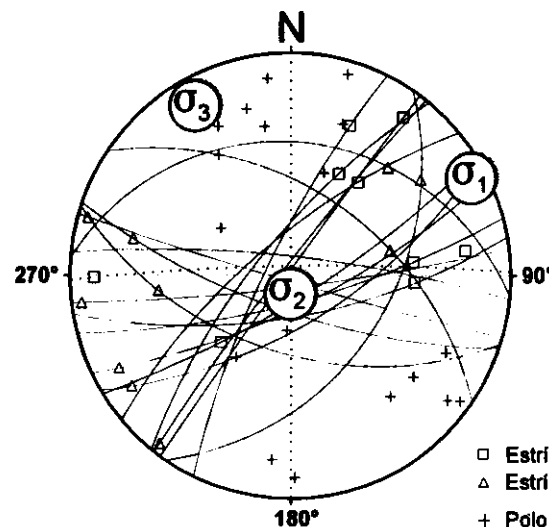
Parámetros Globales
 K: -14.7180 Buzamiento: 70° ± 16°
 PHI: 04.06° Cabeceo: 23° ± 16°

Diedros Rectos



Estación: ALMAR1
 Coordenadas U.T.M.
 X: 549650
 Y: 4393600
 Z: 980
 Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

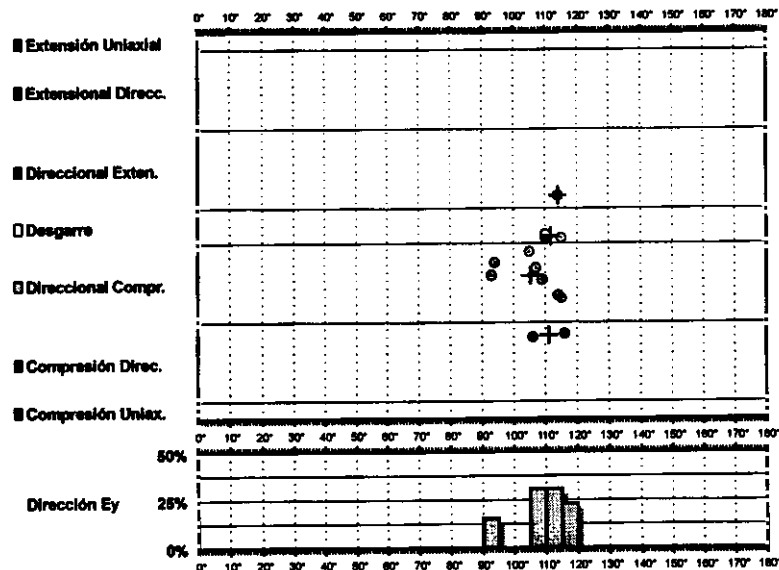
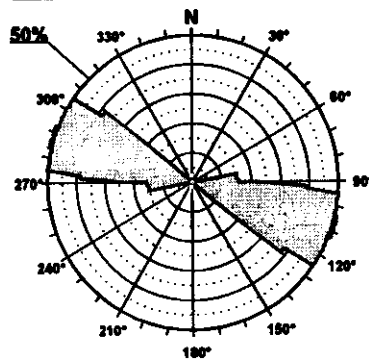
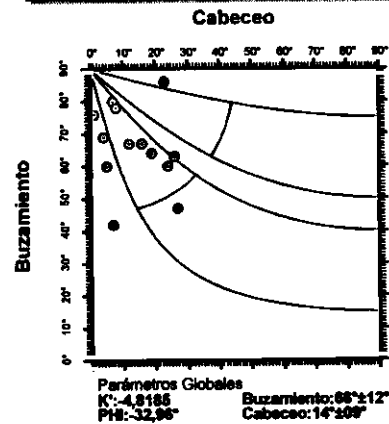
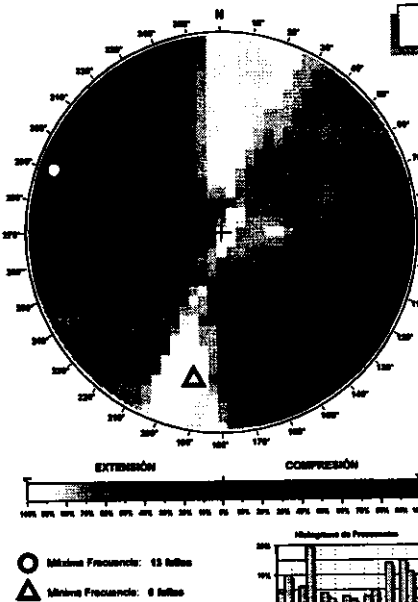
Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ_1 03/062°
 σ_2 81/177°
 σ_3 07/331°

$R = 0.4$
 $\mu = 0.7$

F.E. = 14 (49)

Modelo de Deslizamiento -ALMAR2-**Rosa de Direcciones****Diagrama Cabeceo/Buzamiento****Diedros Rectos**

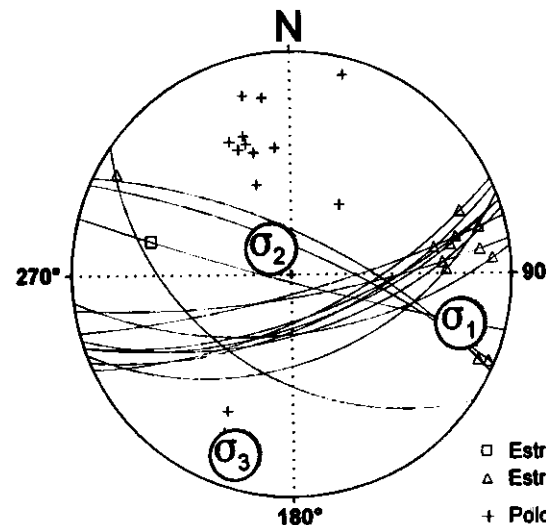
Estación: ALMAR2
 Coordenadas U.T.M.

X: 549650

Y: 4393600

Z: 980

Edad de los materiales:
 Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)

σ_1 12/106°

σ_2 73/325°

σ_3 09/198°

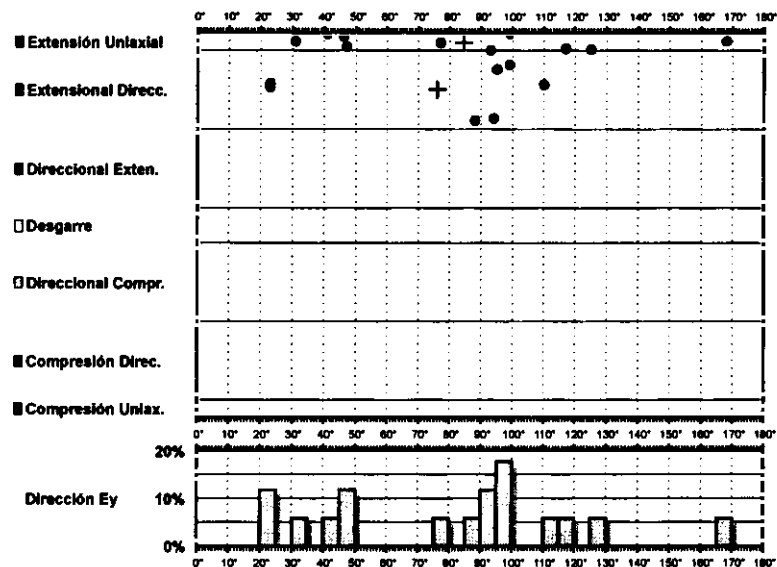
R = 0.16

$\mu = 1.1$

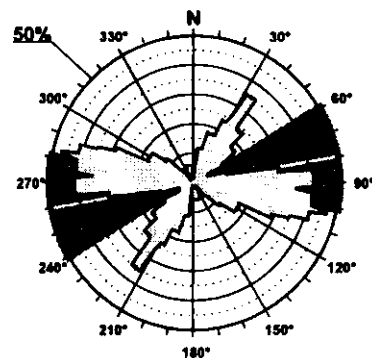
F.E. = 13 (49)

Modelo de Deslizamiento ·ALMAR3·

Geotecnia

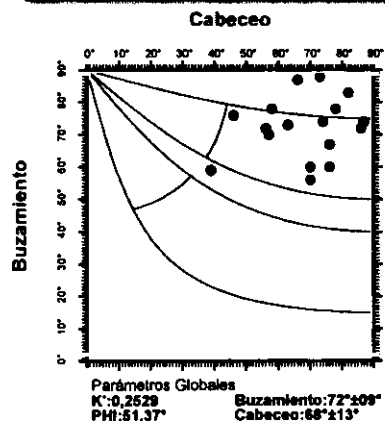


Rosa de Direcciones



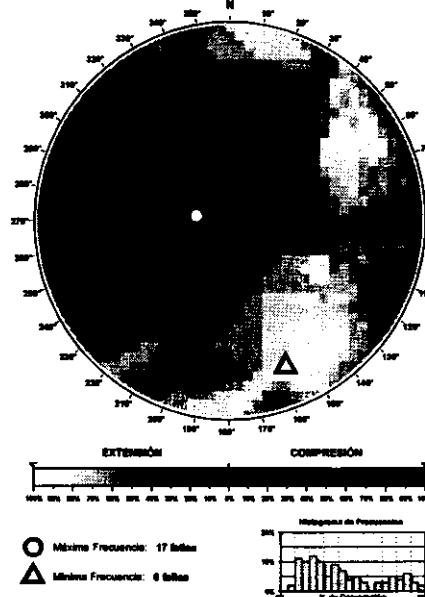
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 16°
DEYM: 80° ± 21,94°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



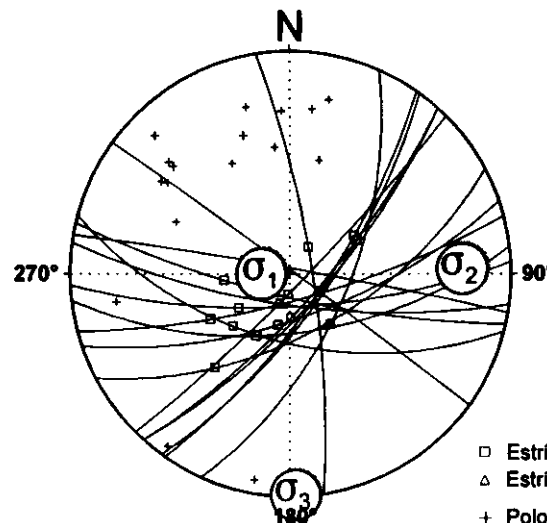
Parámetros Globales
K: 0,2529 Buzamiento: 72° ± 9°
PHI: 51,37° Cabeceo: 66° ± 13°

Diedros Rectos



Estación: ALMAR3
Coordenadas U.T.M.
X: 549650
Y: 4393600
Z: 980
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)



σ_1 76/272°
 σ_2 13/088°
 σ_3 00/178°

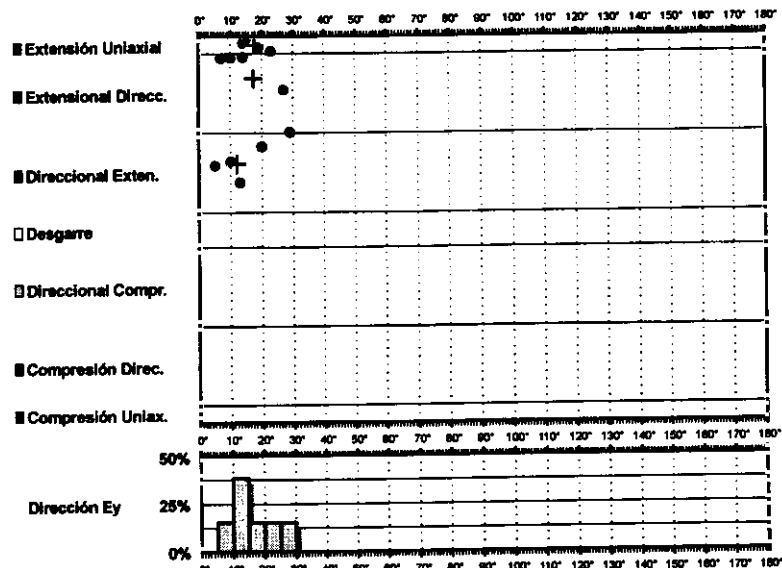
R = 0.04
 μ = 0.6

F.E. = 7 (49)

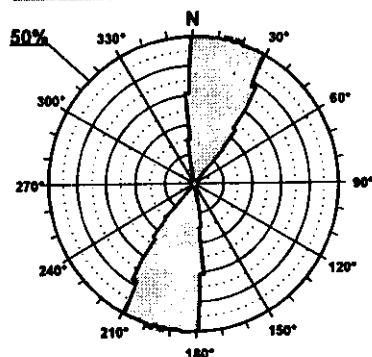
□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento · PUERTA1·

61.510

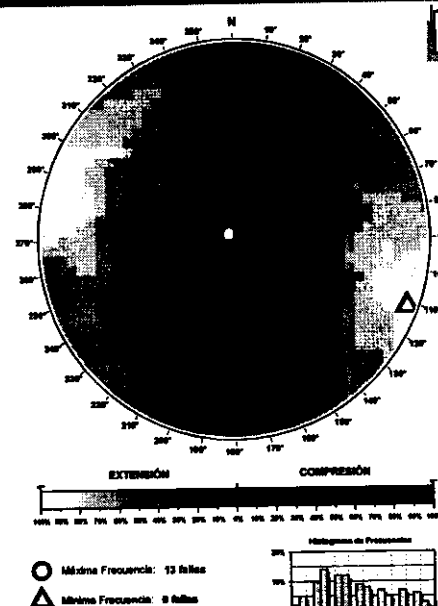
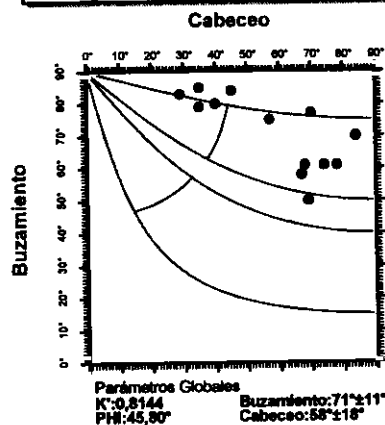


Rosa de Direcciones



Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 16° ± 4,02°

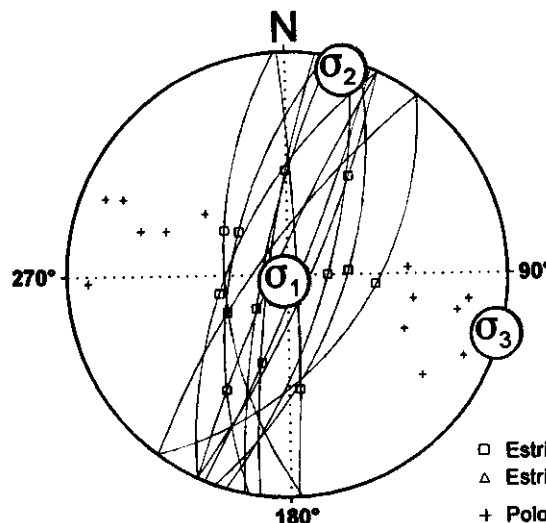
Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Diedros Rectos

Estación: PUERTA1
Coordenadas U.T.M.
X: 534600
Y: 4498750
Z: 780
Edad de los materiales:
Eoceno - Oligoceno

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



σ₁ 87/199°
σ₂ 02/016°
σ₃ 00/106°

R = 0.13
μ = 0.8

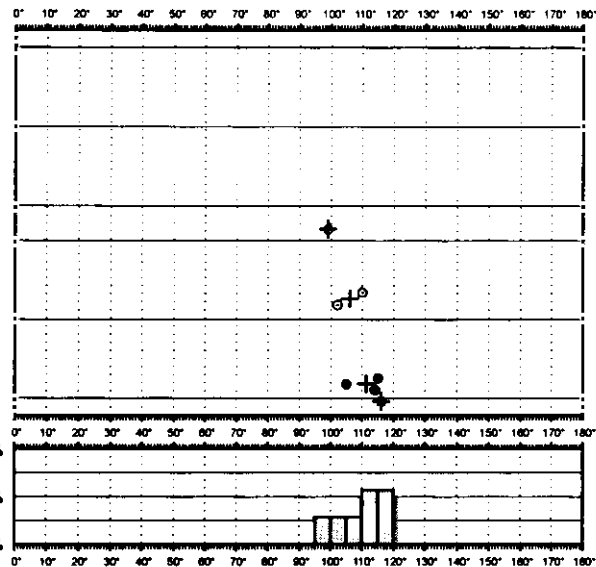
F.E. = 13 (61)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

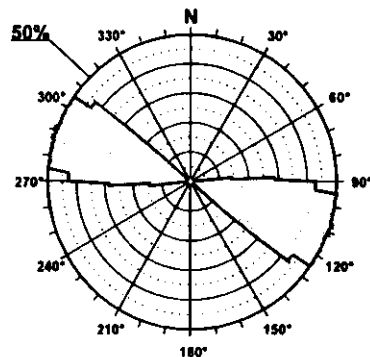
Modelo de Deslizamiento - PUERTA2-

GEIOL

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

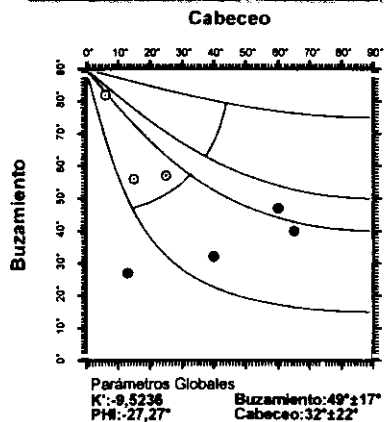


Rosa de Direcciones

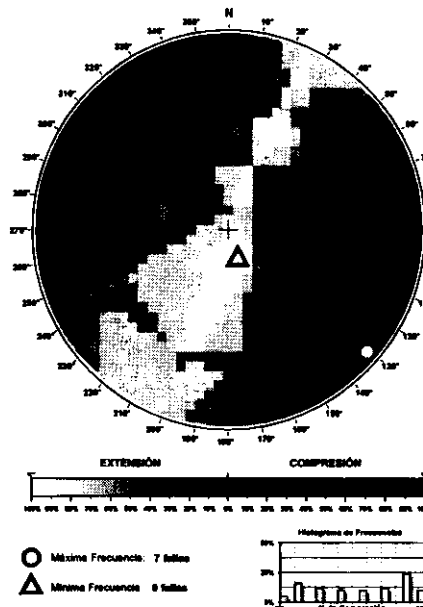


Valor Máximo de Escala: 50%
Angulo de Apertura: 15°
DEVM: 109° ± 2,70°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

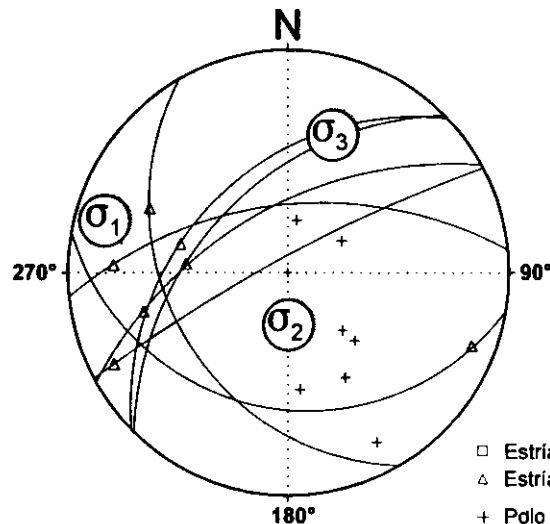


Diedros Rectos



Estación: PUERTA2
Coordenadas U.T.M.
X: 534600
Y: 4498750
Z: 780
Edad de los materiales:
Eoceno - Oligoceno

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



F.E. = 7 (61)

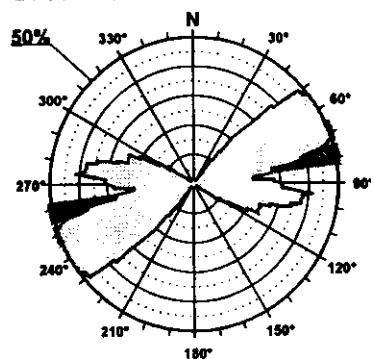
Modelo de Deslizamiento - PUERTA3

Clase

- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.

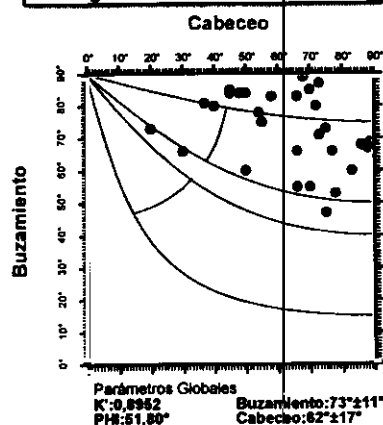


Rosa de Direcciones

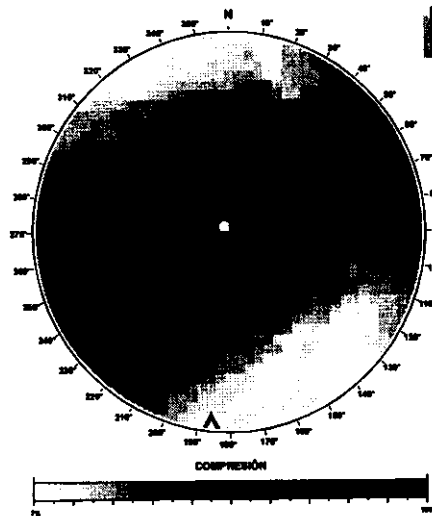


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 74° ± 8,87°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

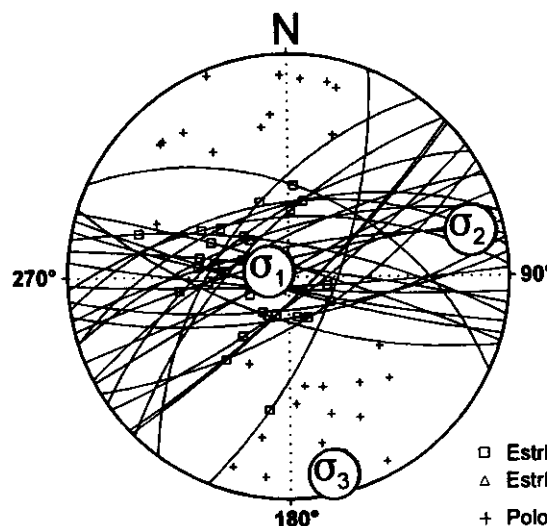


Diedros Rectos



Estación: PUERTA3
Coordenadas U.T.M.
X: 534600
Y: 4498750
Z: 780
Edad de los materiales:
Eoceno - Oligoceno

Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992)

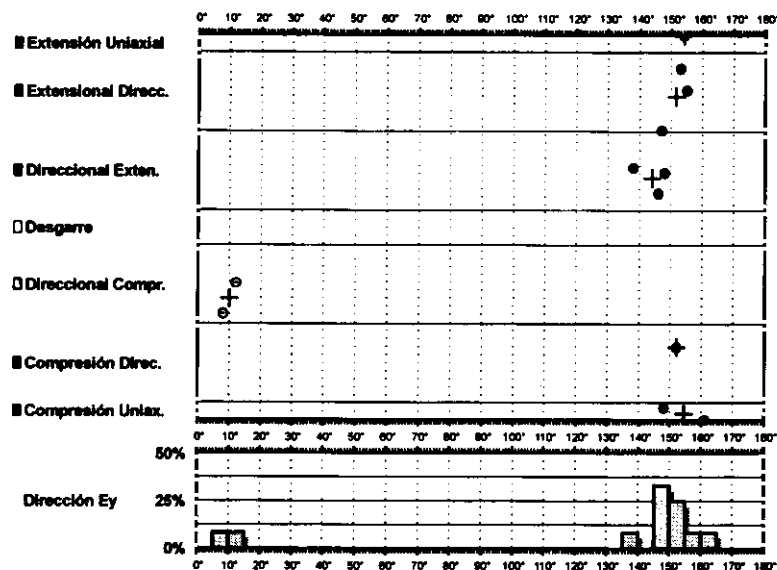


σ_1 80/289°
 σ_2 08/026°
 σ_3 05/167°

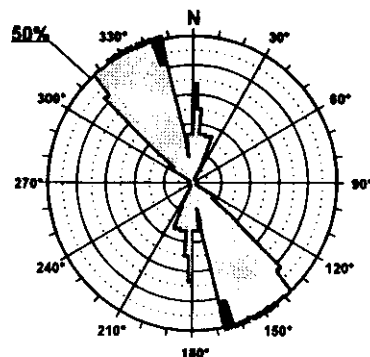
$R = 0.20$
 $\mu = 0.9$

F.E. = 22 (61)

Modelo de Deslizamiento · PUERTA4 ·

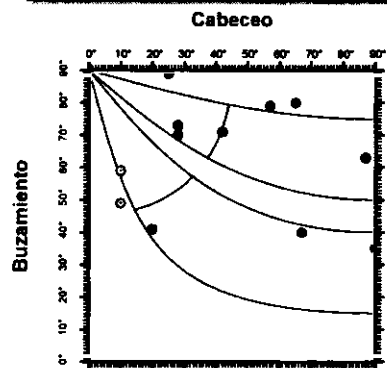


Rosa de Direcciones



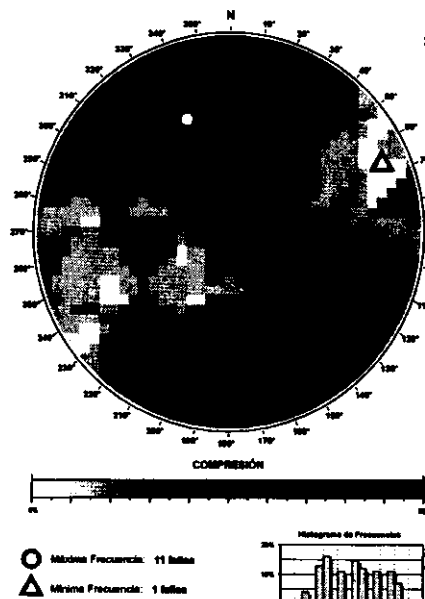
Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 156° ± 11,75°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



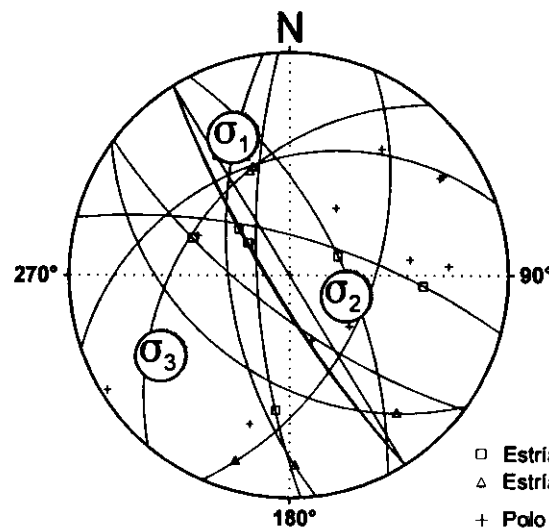
Parámetros Globales
K': -0,3130 Buzamiento: 62° ± 17°
PHI: 15,14° Cabeceo: 44° ± 27°

Diedros Rectos



Estación: PUERTA4
Coordenadas U.T.M.
X: 534600
Y: 4498750
Z: 780
Edad de los materiales:
Eoceno - Oligoceno

Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992)



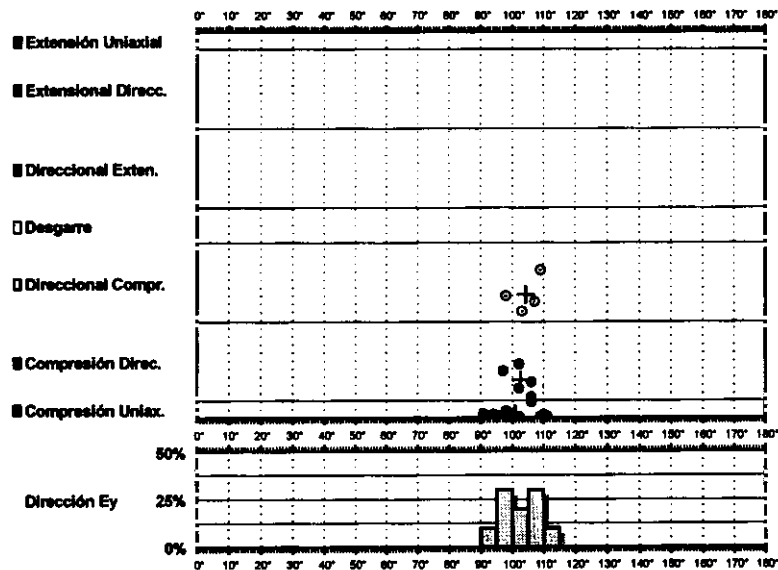
σ_1 22/338°
 σ_2 58/109°
 σ_3 21/238°

$R = 0.24$
 $\mu = 0.7$

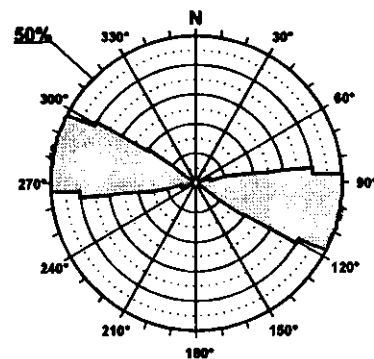
F.E. = 8 (61)

□ Estría normal
△ Estría inversa
+ Polo Falla

Modelo de Deslizamiento JABALER2

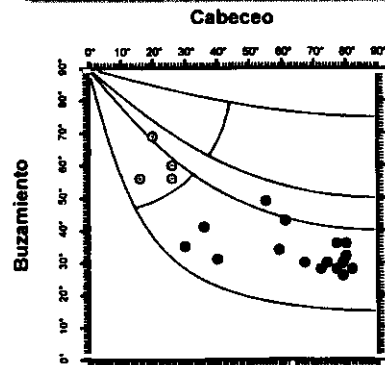


Rosa de Direcciones



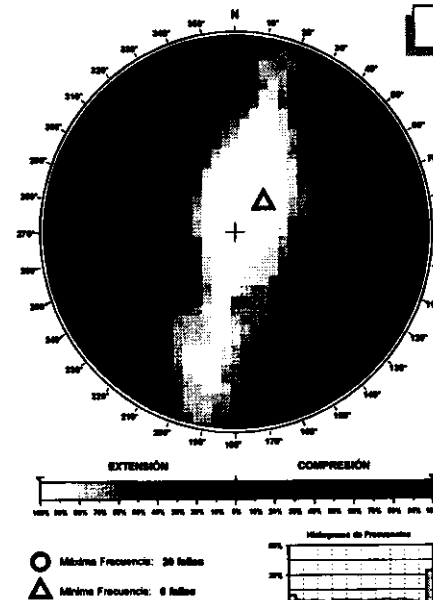
Valor Máximo de Escala: 60%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 102° ± 3,04°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento



Parámetros Globales
K': -1,7456 Buzamiento: 39° ± 12°
PH: -21,64° Cabeceo: 57° ± 23°

Diedros Rectos



Estación: JABALER2

Coordenadas U.T.M.

X: 518000

Y: 4460350

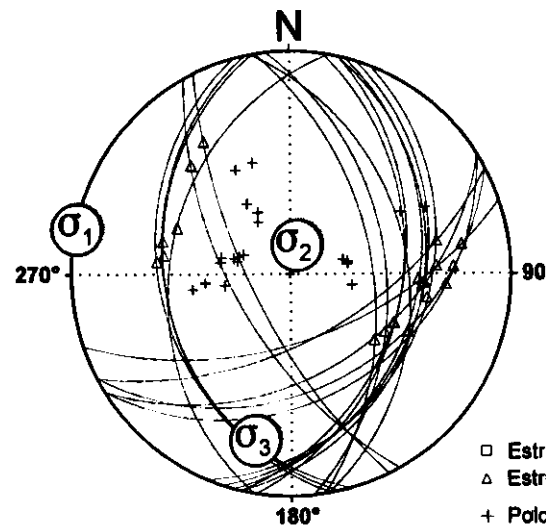
Z: 780

Edad de los materiales:

Cretácico Superior

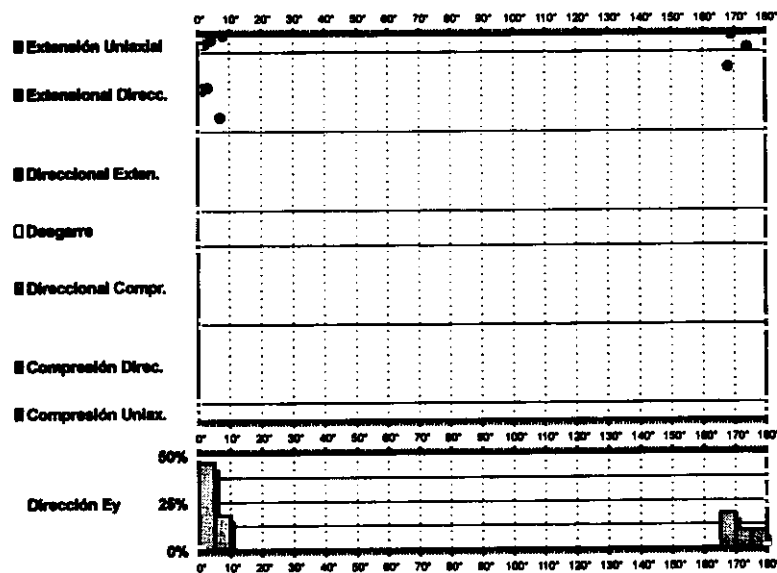
Inversión de Esfuerzos

(Reches *et al.*, 1992)

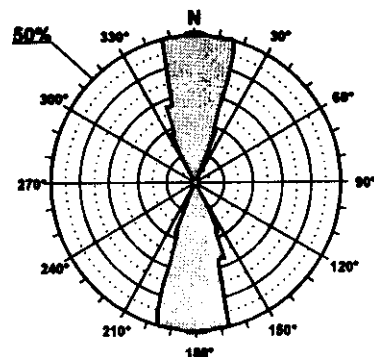


F.E. = 20 (44)

Modelo de Deslizamiento ·JABALER3·

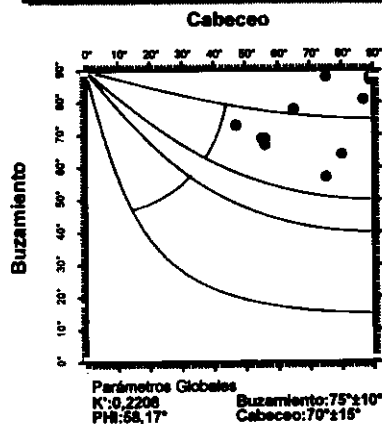


Rosa de Direcciones

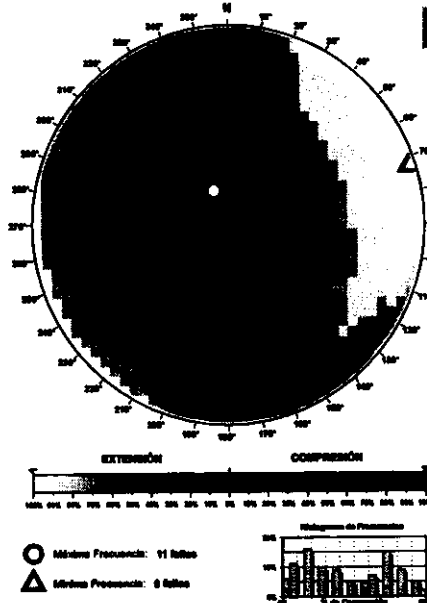


Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 180° ± 4,01°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

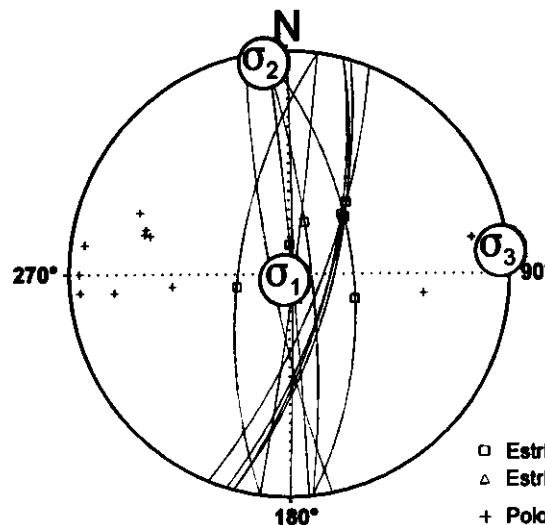


Diedros Rectos



Estación: JABALER3
Coordenadas U.T.M.
X: 518000
Y: 4460350
Z: 780
Edad de los materiales:
Cretácico Superior

Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)

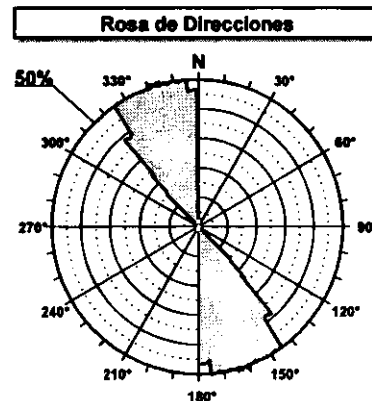
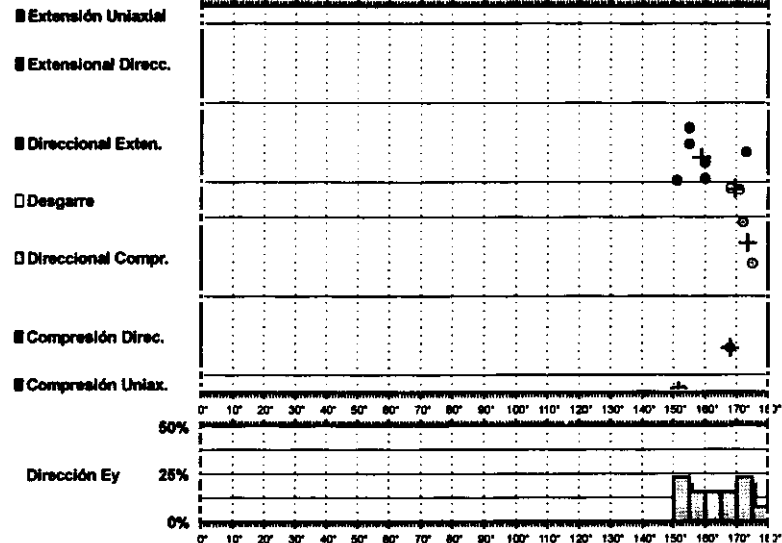


$R = 0.55$
 $\mu = 1.1$

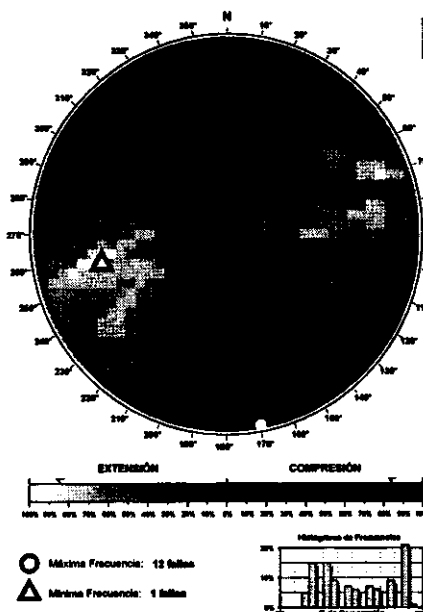
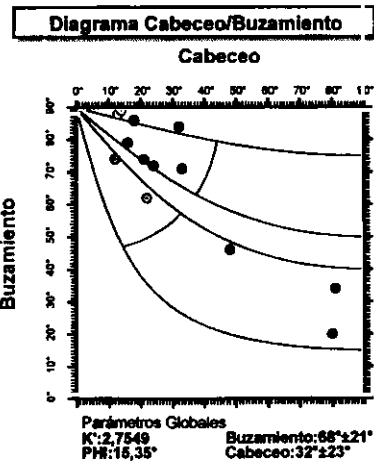
F.E. = 11 (44)

Modelo de Deslizamiento JABALER4

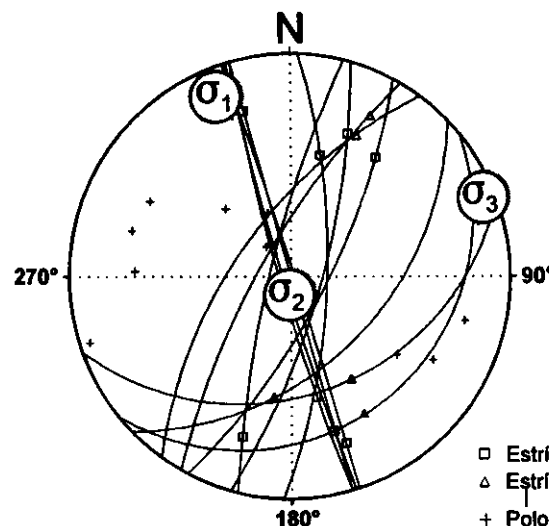
SP100



Valor Máximo de Escala: 50%
Ángulo de Apertura: 15°
DEYM: 162° ± 3,40°



Estación: JABALER4
Coordenadas U.T.M.
X: 518000
Y: 4460350
Z: 780
Edad de los materiales:
Cretácico Superior



Inversión de Esfuerzos
(Reches *et al.*, 1992)

σ_1 07/338°
 σ_2 81/179°
 σ_3 02/068°

R = 0.40
 $\mu = 0.5$

F.E. = 11 (44)